

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Anne FAURE-MURET

PREMIÈRE THÈSE

Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Soutenues le 21 avril 1953 devant la Commission d'examen

MM. Ch. JACOB.. *Président*

P. PRUVOST.	} <i>Examineurs</i>
J. JUNG	
P. FALLOT..	

PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1955

FACULTÉ DES SCIENCES

Nom du Candidat : M^{lle} FAURE-MURET.

Prénoms : Anne, Marguerite, Marie, Caroline.

Date de la soutenance : 21 avril 1953.

Numéro d'ordre : Série A 2556. N° 3428.

M^{lle} FAURE-MURET (Anne).

— Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. —
Paris, Imprimerie Nationale, 1955.
In-4°, 336 p., 60 fig.

Th. Sc. Nat. Paris, 1955. Sér. A 2556. N° 3428.

M^{lle} FAURE-MURET (Anne).

— Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. —
Paris, Imprimerie Nationale, 1955.
In-4°, 336 p., 60 fig.

Th. Sc. Nat. Paris, 1955. Sér. A 2556. N° 3428.

M^{lle} FAURE-MURET (Anne).

— Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. —
Paris, Imprimerie Nationale, 1955.
In-4°, 336 p., 60 fig.

Th. Sc. Nat. Paris, 1955. Sér. A 2556. N° 3428.

M^{lle} FAURE-MURET (Anne).

— Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. —
Paris, Imprimerie Nationale, 1955.
In-4°, 336 p., 60 fig.

Th. Sc. Nat. Paris, 1955. Sér. A 2556. N° 3428.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41552428_0002

ÉTUDES GÉOLOGIQUES
SUR
LE MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR
ET SES
ENVELOPPES SÉDIMENTAIRES
PAR
ANNE FAURE-MURET



THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Anne FAURE-MURET

PREMIÈRE THÈSE

Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

Soutenues le 21 avril 1953 devant la Commission d'examen

MM. Ch. JACOB.. *Président*

P. PRUVOST.	} <i>Examineurs</i>
J. JUNG	
P. FALLOT..	

PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1955

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

Doyen..... M. A. CHATELET.

PROFESSEURS

G. JULIA.....	T	Analyse supérieure et Algèbre supérieure.	P. DRACH.....	T	Zoologie.
A. DENJOY.....	T	Théorie des Fonctions.	KASTLER.....	T	Physique.
L. LUTAUD.....	T	Géographie physique et Géologie dynamique.	CHATELET.....	T	Arithmétique et théorie des nombres.
E. DARMOIS.....	T	Enseignement de Physique.	EPHRUSSI.....	T	Génétique.
Robert LÉVY.....	T	Physiologie comparée.	WURMSER.....	T	Biologie physico-chimique.
M ^{me} RAMART-LUCAS.	T	Chimie organique.	BAUER.....	T	Chimie-Physique.
FOCH.....	T	Mécanique physique et expérimentale.	RIVIÈRE.....		Géologie (P. C. B.)
PAUTHENIER.....	T	Électrotechnique générale.	GAUTHERET.....	T	Biologie végétale (P. C. B.).
DE BROGLIE.....	T	Théories physiques.	LUCAS.....	T	Physique.
JOB.....	T	Chimie générale.	A. THOMAS.....	T	Évolution des êtres organisés.
PRENANT.....	T	Anatomie et Histologie comparées.	ARNULF.....		Optique appliquée.
COMBES.....	T	Physiologie végétale.	MAX MORAND.....		Physique.
GARNIER.....	T	Géométrie supérieure.	SOLEILLET.....		Physique.
PÉRÈS.....	T	Mécanique des fluides et applications.	FORTIER.....	T	Mécanique expérimentale des fluides.
LAUGIER.....	T	Physiologie générale.	DANJON.....	T	Astronomie.
TOUSSAINT.....	T	Technique aéronautique.	FROMAGEOT.....	T	Chimie biologique.
M. CURIE.....	T	Physique (P. C. B.).	LAPORTE.....	T	Physique générale et Radioactivité.
G. RIBAUD.....		Hautes températures.	JANET.....	T	Mathématiques générales.
CHAZY.....	T	Mécanique analytique et Mécanique céleste.	PETIT.....	T	Biologie maritime.
CROZE.....	T	Physique théorique et Physique céleste.	QUENEY.....	T	Météorologie et dynamique atmosphérique.
DUPONT.....	T	Théories chimiques.	GALLIEN.....	T	Biologie animale (P. C. B.).
VALIRON.....	T	Calcul différentiel et Calcul intégral.	EICHHORN.....		Biologie végétale (P. C. B.).
BARRABÉ.....	T	Géologie structurale et Géologie appliquée.	DE CUGNAC.....		Biologie végétale (P. C. B.).
VAVON.....	T	Analyse et mesures chimiques.	M ^{lle} CAUCHOIS.....	T	Chimie-Physique.
G. DARMOIS.....	T	Calcul des probabilités et Physique mathématique.	THELLIER.....		Physique du globe.
Jacques BOURCART.	T	Géographie physique et Géologie dynamique.	AUDUBERT.....		Electrochimie.
AUBEL.....	T	Chimie biologique.	L'HÉRITIER.....		Génétique.
M ^{me} JOLIO-CURIE..	T	Physique générale et Radioactivité.	GRIVET.....	T	Radio Electricité.
PLANTFOL.....	T	Botanique.	PONCIN.....		Mécanique des fluides.
CABANNES.....	T	Recherches physiques.	THIERY.....	T	Mécanique appliquée.
GRASSÉ.....	T	Évolution des êtres organisés.	DUBREIL.....		Mathématiques générales.
PRÉVOST.....	T	Chimie organique.	QUELET.....		Chimie (P. C. B.).
BOULIGAND.....	T	Application de l'analyse à la Géométrie.	CAGNIARD.....		Géophysique appliquée.
CHAUDRON.....	T	Chimie appliquée.	CHAMPETIER.....		Chimie appliquée.
WYART.....	T	Minéralogie.	CUVILLIER.....		Géologie structurale et Géologie appliquée.
TEISSIER.....	T	Zoologie.	JUNG.....	T	Pétrographie.
MANGENOT.....	T	Biologie végétale.	TRILLAT.....		Physique (P. C. B.).
P. AUGER.....	T	Physique quantique et Relativité.	WIEMANN.....		Chimie (P. C. B.).
MONNIER.....		Physiologie générale.	JACQUINOT.....	T	Physique (P. C. B.).
PIVETEAU.....	T	Géologie.	VASSY.....		Physique de l'atmosphère.
ROCARD.....	T	Physique.	DESTOUCHES.....		Théories physiques.
H. CARTAN.....	T	Mathématiques (E. N. Supérieure).	P. PRUVOST.....	T	Géologie.
SCHAEFFER.....	T	Physiologie des fonctions.	AMIEL.....		Chimie (P. C. B.).
LAFFLITE.....	T	Chimie générale.	HOCART.....		Minéralogie.
FAVARD.....	T	Mécanique générale.	MACHEBOEUF.....		Microbiologie
COULOMB.....	T	Physique du globe.	J.-P. MATHIEU.....		Physique (P. C. B.).
M ^{lle} COUSIN.....	T	Biologie animale (P. C. B.).	COUTEAUX.....		Biologie animale (P. C. B.).
CHRÉTIEN.....	T	Chimie minérale.	MAY.....		Biologie animale (P. C. B.).
			CHOQUET.....		Calcul différentiel.
			FELDMANN.....		Biologie (P. C. B.).
			GUINIER.....		Physique (P. C. B.).
			JOST.....		Biologie (P. C. B.).

Secrétaire..... CH. MONIER.

A Monsieur PAUL FALLOT,
Membre de l'Institut,
Professeur au Collège de France.

Paris, le 23 avril 1953.

AVANT-PROPOS

Pour qu'il fût d'une qualité et d'un style dignes du lecteur, j'aurais voulu méditer ce mémoire longtemps encore et en polir la forme. L'abrupte décision de le donner m'est imposée par les circonstances. Je prie ceux qui déploreront son ton décousu, de croire que j'éprouve beaucoup plus de regrets de le leur livrer si hâtivement, qu'ils ne sentiront d'ennui à ses imperfections.

Tel quel, et bien que :

« Ma langue balbutie, inégale à mon rêve »,

j'ai, sinon l'espoir d'excuser les défauts qu'il aura aux yeux des spécialistes, tout au moins le désir d'expliquer pourquoi il fut ainsi composé.

En 1945, M. Paul FALLOT, chargé de lever la feuille géologique détaillée de Saint-Étienne-de-Tinée, me prit dans son équipe et me proposa la partie cristalline de la carte.

Bien que n'étant ni minéralogiste ni pétrographe et n'ayant reçu aucune formation spéciale quant à l'étude des terrains cristallophylliens, j'acceptai d'enthousiasme.

Dès les premiers mois, je me rendis compte que les problèmes étaient bien plus complexes qu'on ne pouvait le supposer et que j'aurais tout à apprendre. Prise au jeu et passionnée par les difficultés, tant scientifiques que matérielles, de ces montagnes grandioses, je partageai mon temps entre le massif ancien et son enveloppe sédimentaire. En 1948, la zone orientale devenant française, M. RAGUIN voulut bien me confier le lever de toutes les feuilles couvrant le Cristallophylien.

Mon ambition ne fut pas de faire un inventaire pétrographique complet du massif de l'Argentera-Mercantour, mais bien plutôt d'embrasser les problèmes généraux que posait sa constitution.

Bientôt apparurent deux complexes, l'un relativement récent, l'autre beaucoup plus ancien et qui avait été rétrotransformé; deux granites, d'ailleurs connus, révélèrent des conditions de mise en place tout à fait différentes.

Au fur et à mesure que l'étude des lames minces et des données chimiques nuancait les résultats des observations de terrain, le palimpseste de cette longue histoire géologique et géochimique commençait à livrer son mystère.

Certes, aux yeux des pétrographes, le résultat de ces recherches paraîtra trop peu technique, et les géologues trouveront peut-être trop conjecturale cette tentative de lire un passé géologique si lointain à travers les effets de la métasomatose et des déformations mécaniques. Mais j'ai voulu risquer l'entreprise, puisqu'aussi bien la pétrographie ou la tectonique ne sont que des outils spéciaux aux mains du géologue.

On ne trouvera donc point ici de descriptions minutieuses des roches. J'ai essayé de ne présenter que les vues générales qui ressortent de la longue analyse à laquelle, sept ans durant, je me suis livrée.

Mais un tel dessein appelait un essai de chronologie.

Un petit synclinal de Stéphanien m'en fournit le point de départ, et je pus mettre en évidence un cycle orogénique très ancien, suivi d'un cycle hercynien dont les dernières phases s'éclairèrent par une succession de rejeux tardifs jusqu'après le Permien.

L'histoire de l'enveloppe sédimentaire du massif ancien ne pouvait être négligée. Elle m'entraîna jusqu'à l'Oligocène. Là encore, réduisant au minimum l'appareil d'érudition, je mettrai l'accent sur les vues générales. Elles modifient trop ce que l'on imaginait de la paléogéographie au cours des temps secondaires et tertiaires pour qu'il soit permis de n'en point parler.

Ainsi, cette étude commencée sur 250 kilomètres carrés de gneiss s'est-elle amplifiée jusqu'à embrasser toute la partie française du massif ancien et une zone importante de son enveloppe.

Quelque inégales qu'en soient les parties, j'espère que ce livre donnera un premier aperçu d'une histoire géologique jusqu'ici peu connue.

*
* *

Si j'ai pu mener cette longue enquête, je le dois à tous ceux qui m'y ont aidé à des titres divers.

C'est l'enseignement de M. le Professeur Ch. JACOB qui a décidé de ma vocation géologique, en m'ouvrant des horizons insoupçonnés. Puis, M. l'abbé A.-F. DE LAPPARENT et M. Ed. ROCH m'ont donné la possibilité de débiter. M. le Professeur P. PRUVOST, encore lillois alors, voulut bien me prendre dans son équipe bretonne, et il en résulta un diplôme pour lequel M^{me} E. JÉRÉMINE m'initia à l'étude des lames minces. Depuis lors, l'intérêt bienveillant de M. JACOB et les conseils amicaux de ceux qui l'accompagnent dans ma gratitude n'ont cessé de se manifester.

Dès 1943, M. le Professeur P. FALLOT me prit dans son laboratoire et m'enseigna la pratique ardue des levers géologiques rigoureux. Je ne saurais dire ce que ce travail doit à ses conseils tant au laboratoire que sur le terrain. Qu'il me soit permis de lui exprimer ma profonde reconnaissance.

Quand, abandonnant par force l'Armorique, j'entrepris cette thèse alpine, c'est encore à M^{me} JÉRÉMINE que je dus non seulement aide, enseignement et conseils avisés, mais aussi l'appui infiniment amical d'une expérience à nulle autre pareille. Enfin, M^{me} JÉRÉMINE n'hésita pas, en 1951, à venir sur le terrain en plein cœur de mes inhospitalières montagnes, malgré les difficultés de tous ordres et l'enneigement anormal en ce début d'été où avalanches et névés coupaient encore les voies d'accès. Je la prie de croire que ma déviation vers des interprétations plus géologiques que strictement pétrographiques n'entame aucun des sentiments que je lui porte.

Pour résoudre les problèmes posés par des études aussi variées, j'eus le bonheur de trouver des spécialistes qui ne m'ont pas ménagé leur aide. M. le Professeur A. MICHEL-LÉVY fut le premier d'entre eux et ses remarques orientèrent toute la suite de mes travaux. M. le Professeur E. WEGMANN, soit à Paris, soit à Neuchâtel, me fit profiter de sa grande connaissance des vieilles chaînes. Ses avis me furent particulièrement précieux dans l'analyse structurale du Massif ancien. M. l'Ingénieur en Chef E. RAGUIN, Directeur du Service de la Carte Géologique de France, voulut bien me conseiller à plusieurs reprises, dans mes incertitudes. M. le Professeur J. JUNG poussa l'amabilité jusqu'à venir examiner mes matériaux au laboratoire du Collège de France. Ses observations et suggestions me permirent de débrouiller bien des points qui, sans lui, seraient demeurés obscurs.

Dans la recherche des termes de comparaison lointains, je suis redevable à M. le Professeur N. OULIANOFF qui m'a montré les diverses séries du Massif des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc. Mes remerciements vont aussi à MM. les Professeurs DEVERIN, HUTTENLOCHER et BEARTH qui m'ont admise à une excursion dans les massifs de l'Aar, du Mont-Rose et du Simplon.

Si, pour les questions chimiques, je dois beaucoup à M. PATUREAU, l'excellent analyste du C.N.R.S., j'ai aussi une très grande dette vis-à-vis du Professeur J. JAKOB, de Zurich, et du regretté Professeur P. NIGGLI. Je ne saurais oublier non plus les conseils éclairés de M. le Professeur J. ORCEL,

ni l'accueil que j'ai trouvé dans son laboratoire, en particulier auprès de M^{lle} S. CAILLÈRE, qui a bien voulu étudier pour moi de nombreux minéraux argileux.

Ce n'est pas une moindre dette que j'ai contractée vis-à-vis des Paléontologistes.

M. le Professeur P. CORSIN, étudiant mes plantes houillères; le Général COLLIGNON déterminant non seulement des oursins, mais aussi des Ammonites crétacées, et éclairant leur signification de sa grande connaissance des faciès; M^{lle} C. DECHASEAUX, tirant beaucoup d'enseignements de faunes du Lias et du Sénonien; M^{me} BASSE DE MÉNORVAL, pour des Ammonites du Crétacé moyen; M. J. ALLOITEAU pour les Polypiers; M. H. TINTANT, enfin, déterminant mes Ammonites du Malm; tous ont droit à ma profonde reconnaissance.

Je remercie aussi MM. J. SIGAL et P. MARIE qui ont analysé avec une amicale efficience tant de micro-faunes. Quant à M. le Professeur R. ABRARD, ce sont ses savantes déterminations de mes faunes qui ont éclairé d'un jour nouveau la paléogéographie du Nummulitique.

Mais des questions de sédimentation se posèrent aussi, et je ne puis taire tout ce que je dois à mes longues conversations avec M. le Professeur J. TERCIER de Fribourg, comme aux amicales suggestions de M. G. LUCAS, Maître de Conférences à la Faculté des Sciences d'Alger.

Sur le plan de la synthèse, enfin, saurais-je dire ce que je dois au Maître de la tectonique alpine? Lors de chacun de ses passages à Paris, M. LUGEON suivit les étapes de la rédaction de mes cartes, m'orienta sur des problèmes de tectonique et même de glaciologie. Avec infiniment de bonté, il voulut bien s'intéresser aux questions si délicates des structures anciennes, et de l'analyse des accidents intercutanés, éclairant, en un mot, la voie quelque peu ardue où je cheminais. Ma gratitude ne passera point.

Sur le plan matériel, qu'il me soit permis de témoigner ma reconnaissance à M. RAGUIN, non seulement pour la confiance qu'il m'a témoignée et les conseils que je rappelais plus haut, mais aussi pour l'aide qu'en tant que Directeur du Service de la Carte géologique, il ne m'a pas ménagée.

Je tiens aussi à remercier le Centre National de la Recherche Scientifique, et surtout les Membres de la Commission de géologie, pour les subventions qui me furent généreusement accordées et qui ont rendu possible la réalisation de cette longue étude.

Qu'il me soit aussi permis de remercier le C.A.F., et en particulier le D^r V. PASCHETTA, le si actif Président de la Section des Alpes-Maritimes. Il a mis non seulement à ma disposition tous les refuges, mais aussi sa merveilleuse connaissance des montagnes qu'il parcourt autant en naturaliste averti qu'en grand alpiniste.

Enfin, je serais ingrate de passer sous silence tous ceux qui, là-bas, dans les Alpes-Maritimes et jusqu'en Italie m'ont aidée : ceux qui m'ont hébergée, les muletiers qui m'ont apporté ponctuellement mes ravitaillements par des sentiers de chèvres, les contrebandiers et les douaniers, qui me furent, chacun dans son domaine, d'un si grand secours.

Ils ne liront pas ces lignes, mais comment ne pas évoquer ces montagnards taciturnes et ponctuels, et cette grande fraternité de la haute montagne, sans laquelle je n'aurais pas abouti?

INTRODUCTION

Le massif de l'Argentera-Mercantour élève ses hautes cimes (3 299 m à l'Argentera), à moins de 60 kilomètres au nord de Nice.

Constitué essentiellement de terrains anciens, il forme, à cheval sur la frontière franco-italienne, une ellipse allongée du nord-ouest au sud-est, du col de Pourriac au Rocca del Abisso.

Cette région était appelée jusqu'à la fin du siècle dernier Massif cristallin des Alpes Maritimes, tant par les auteurs français qu'italiens. Brusquement deux noms différents surgirent : celui d'Argentera en Italie, du nom du sommet le plus élevé, et celui de Mercantour, en France.

Le terme de cime du Mercantour s'appliquait, du temps de L. BERTRAND, au chaînon de l'Argentera.

En réalité, les cartes modernes ne donnent ce nom qu'à un petit sommet (2 730 m) qui en est complètement séparé. Il m'a donc paru logique de reprendre le terme de massif de l'Argentera, uniquement employé en Italie, et de lui adjoindre celui du Mercantour utilisé, par erreur, en France.

Situé au sud-est du Pelvoux (fig. 1), l'Argentera-Mercantour est le plus méridional des « massifs externes » des Alpes. Dans la structure de l'arc alpin, il représenterait, toutefois, un élément plus interne que celui du Pelvoux. En effet, ce dernier paraît se prolonger au sud, vers les Maures, par un seuil caché que jalonnent l'affleurement de Remolon et le dôme de Barles [168]⁽¹⁾.

Le massif cristallin de l'Argentera-Mercantour et les terrains primaires qui y sont associés apparaissent par une puissante intumescence du vieux socle au milieu des formations secondaires et tertiaires qui l'entourent.

Dans cette enveloppe sédimentaire, nous pouvons distinguer deux ensembles tectoniquement différents.

A. — *Un faux autochtone* [100], qui comprend :

1^o *La couverture sédimentaire du massif ancien*. Elle est décollée par rapport à son substratum et a glissé en avant vers l'W., le S.W. et le S. en plis disharmoniques et complexes.

2^o *Les chaînes subalpines* qui se développent plus à l'extérieur par le même processus tectonique. Les éléments les plus proches sont l'arc de Castellane et celui de Nice. Localement, le socle réapparaît entre l'arc de Castellane et l'Argentera-Mercantour et forme le dôme permien du Barrot.

B. — *Les nappes alpines*, qui reposent au N.W., au nord et à l'est sur la couverture (ou ce qu'il en reste) sédimentaire écrasée et écaillée du massif ancien.

Celles-ci, qui n'appartiennent pas au territoire étudié, ressortissent à plusieurs ensembles. Le mieux défini est, au nord, celui des nappes de l'Ubaye-Embrunais [312].

Au N.E., des écailles complexes sont rapportées à une « zone de racines » encore mal connue.

⁽¹⁾ Les chiffres entre crochets se rapportent aux ouvrages cités dans la liste bibliographique placée à la fin du volume.

A l'Est, enfin, S. FRANCHI [26] a décrit comme un équivalent de la nappe du Flysch des Aiguilles d'Arves une unité où D. SCHNEEGANS endait plutôt à voir une prolongation méridionale de ses nappes de l'Ubaye-Embrunais.

*
* *

Le présent travail est seulement consacré au socle et à sa couverture sédimentaire sur territoire français.



FIG. 1. — Schéma général des Alpes. Le trait noir limite la région étudiée.

Il comporte une description détaillée des terrains cristallins et cristallophylliens et des formations primaires, puis l'étude des enveloppes secondaires et tertiaires du massif ancien.

Bien que relativement limité ce champ d'investigations permet, ainsi qu'on le verra, non seulement des vues d'ensemble sur la tectonique des terrains primaires, mais aussi des considérations sur les effets des dislocations alpines, tant dans le massif ancien que dans la série de couverture.

La région étudiée, qui ne dépasse pas au nord Saint-Étienne-de-Tinée, s'étend de la vallée du Var à celle de la Roya; vers le sud, sa limite méridionale passe au sud du dôme de Barrot, par la pointe des Quatre-Cantons, la Bollène-Vésubie et l'Aution-Mille Fourches.

Un lever de détail fut effectué au 1/20 000 pour les feuilles géologiques au 1/50 000 de Saint-Étienne-de-Tinée ⁽¹⁾, Puget-Théniers, le Boréon, Saint-Martin-Vésubie, Tende.

Les données résultant de ces travaux minutieux sont reportées schématiquement sur la carte en hors-texte jointe à ce livre, carte qui couvre près de 1 500 kilomètres carrés. Pour la zone sédimentaire le travail a été souvent mené en collaboration avec M. le professeur P. FALLOT et divers élèves. La région même du dôme de Barrot a été décrite par P. BORDET [54] et je me suis bornée à intégrer ses résultats dans le cadre de mes travaux.

En outre, pour compléter l'étude de la couverture sédimentaire, j'ai étendu mes recherches dans différentes régions : au nord de Saint-Étienne-de-Tinée sur la feuille de Larche, au nord et au nord-est du massif cristallin, du col de Pourriac au col de Tende par les vallées de la Stura de Demonte et du Gesso d'Entraque. Je ne ferai allusion à ces territoires que pour évoquer des comparaisons et pour tenter quelques vues générales.

* * *

Ce travail paraîtra en deux tomes, l'un consacré à la pétrographie et à la stratigraphie; l'autre à la tectonique alpine et qui sera publié ultérieurement.

Ce premier volume traite des objets ci-après :

- I. Aperçu géographique. Bref historique.
- II. Les formations cristallophylliennes et cristallines.
- III. Les terrains sédimentaires primaires.
- IV. Les terrains sédimentaires secondaires et tertiaires.
- V. En guise de conclusion.

⁽¹⁾ Remise au Service de la Carte géologique de France le 13 mars 1951.

PREMIÈRE PARTIE

APERÇU GÉOGRAPHIQUE. — BREF HISTORIQUE

CHAPITRE PREMIER

SOMMAIRE

	Pages.
I. <i>Aperçu géographique</i>	19
La morphologie.....	20
Le réseau hydrographique.....	23
II. <i>Le Glaciaire</i>	24

I. APERÇU GÉOGRAPHIQUE

La région étudiée dans cet ouvrage n'a pas été choisie pour son unité morphologique ou géologique. Elle est arbitrairement limitée par le jeu des coupures de la carte topographique dont j'eus à lever la géologie. Elle est de ce fait composite : pour les reliefs, c'est une moitié d'un vaste massif cristallin dont l'autre versant est en Italie, puis une partie seulement de l'enveloppe sédimentaire de cet édifice ancien, enveloppe profondément sculptée par l'érosion. Pour les vallées, ce ne sont que les têtes des bassins et des tronçons de cours d'eau.

Une vue d'ensemble oblige à chercher en dehors de ce périmètre, fortuitement imposé, les lignes directrices du paysage, la clé de la morphologie. R. BLANCHARD y consacre plus de 350 pages de son grand ouvrage sur les Alpes occidentales [48].

De ces savantes descriptions et interprétations, le géologue ne saurait tout admettre, d'autant qu'une partie de la documentation qu'utilise le célèbre professeur grenoblois est aujourd'hui périmée. Il faudrait un tome à part pour discuter et nuancer tout ce qui dans ce beau livre nous donne matière à penser. Mais par ailleurs, reprendre, même succinctement, une nouvelle description ferait double emploi.

Renvoyant donc le lecteur à l'œuvre de R. BLANCHARD, nous n'évoquerons ici que ce qui nous paraît essentiel.

Parmi les caractères morphologiques d'une région alpine, il en est beaucoup qui sont intimement liés aux phases glaciaires et aux phénomènes d'érosion. On ne trouvera donc pas illégitime, je l'espère, que dans cet aperçu géographique soit résumé ce qui a trait aux dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires.

Leur consacrer un chapitre spécial m'entraînerait trop loin, et j'y puis d'autant moins songer, qu'en cette matière, il faudrait sortir du domaine que j'ai à décrire.

Je me suis donc limitée à insérer à la fin de cet aperçu morphologique, une brève esquisse des formations glaciaires et autres dépôts superficiels, esquisse qui laisse le champ ouvert à toutes les études approfondies que mérite ce vaste sujet.

LA MORPHOLOGIE (fig. 2)

ENTRE LE GROUPE DU TÉNIBRES ET CELUI DE L'ARGENTERA, du col de Colla Lunga à celui de Ciriega, s'étend un secteur dit de l'Autaret et du Malinvern par R. BLANCHARD, crête longue de 30 kilomètres où les reliefs sont monotones et les altitudes relativement basses.

La cime de l'Autaret ne cote que 2 672 mètres. L'altitude moyenne est de 2 554 mètres. Les cols sont évasés et bas; le Passo di Santa Anna, voie de pèlerinage, n'est qu'à 2 240 mètres; le col de la Lombarde, à 2 321 mètres. Celui-ci est actuellement emprunté par une route militaire, admirablement tracée.

Le secteur du Malinvern qui s'étend du col de la Lombarde jusqu'au col de Ciriega, a une altitude moyenne plus forte (2 747 m), mais encore modeste; son plus haut sommet ne dépasse guère 2 900 mètres. Ici, les cols sont rares et descendent à peine au-dessous de 2 600 mètres. La silhouette de cette région offre une allure compacte. C'est le domaine du granite dit de l'Argentera dont l'homogénéité impose sa monotonie au paysage.

LE GROUPE DE L'ARGENTERA (pl. I, fig. 1) lui-même domine le bassin du haut Boréon avec la pointe de Ghilie, 2 998 mètres. Mais les plus hautes cimes sont sur son épaulement nord, où les sommets du Brocan, du Bastion, du Baus, de la Nasta se suivent, dépassant tous 3 000 mètres, pour culminer à la cime sud de l'Argentera sans atteindre toutefois 3 300 mètres. Mais ici l'on est déjà en Italie. La frontière suivant la ligne de partage des eaux est jalonnée par des sommets de moindre importance tel Le Mercantour (2 775 m).

LE GROUPE DU GELAS-CLAPIER s'étend au sud-est de cette crête à tout prendre peu élevée. Les cotes se relèvent dans ce nœud montagneux où règnent les plus hauts sommets de la ligne frontière : Gelas 3 143, Maledia 3 061, Clapier 3 043. Encadrant ces cimes, s'ouvrent des échancrures profondes telles le col de Fenestre qui, à 2 471 mètres, fut le passage médiéval le plus fréquenté entre Nice et le Piémont. La crête est ici très découpée du fait de multiples zones d'écrasement hachant la région et qui offrirent moins de résistance à l'érosion. Seules les plus importantes figurent sur la carte hors-texte.

Il n'existe pratiquement plus de glaciers sur le versant français du massif, qui est très ensoleillé. Tout au plus peut-on citer deux restes, presque fossiles, sous les amas d'éboulis : au nord, celui du Corborant dans le groupe du Ténibres, à l'est, celui du Grand Capelet, qui est plutôt un névé permanent, situé au sud du groupe du Clapier. Par contre, il en subsiste quelques-uns sur territoire italien : glaciers moribonds d'ailleurs, mais qui totalisaient encore une superficie d'environ 200 hectares en 1932.

Les glaciers, aujourd'hui disparus, ont laissé une empreinte encore très fraîche, surtout dans les hautes vallées. Mais leurs dépôts y sont rares, la plupart des moraines frontales et des moraines latérales ayant été enlevées par l'érosion.

Cependant en maint endroit, notamment à l'orée des cirques glaciaires, il existe des mouvements de terrain formés par l'accumulation de blocs qui simulent des moraines latérales reliées à l'aval par l'arc d'une moraine frontale. Le plus souvent, à l'intérieur du dispositif, des bourrelets emboîtés, arqués, se disposent comme des ondes en cours de propagation. C'est à ces appareils, qui rappellent si étroitement des moraines, mais qui n'en sont point, que j'ai donné le nom de « pseudo-moraines ». Elles sont liées à l'extinction des glaciers, et ne se sont développées qu'au moment où la glace ne pouvait plus jouer un rôle actif : à demi fossile, disparaissant sous les blocs accumulés qu'elle ne pouvait plus transporter, elle aurait seulement constitué une surface relativement glissante sur laquelle les matériaux se seraient mus en masse.

L'étude détaillée de ces formations ayant été faite précédemment pour la zone située à l'ouest de l'Argentera [109] nous n'y reviendrons pas ici; notons seulement qu'on les observe également dans les régions orientales.

Dans la partie occidentale s'observent surtout des cirques glaciaires encombrés d'éboulis, de dépôts glaciaires, de pseudo-moraines, derniers témoins de la mort des glaciers. Les vallées suspendues avec gradins de confluence et gorges de raccordement y sont moins fréquentes. On peut toutefois citer le joli gradin de confluence du vallon de Louch à Isola.

Vers l'est du massif de l'Argentera-Mercantour, l'érosion a déblayé des pentes de roches polies et striées qui offrent un beau champ à l'observation.

Enfin, toujours à haute altitude, notons la multiplicité des lacs glaciaires qui rendent si pittoresque cette région. R. BLANCHARD en a dénombré 210 pour la totalité du massif. Ils sont, il est vrai, de relativement faible surface : le plus grand, celui de Rabuons, mesure seulement 32 hectares; sa profondeur est de 56 mètres. Le lac Long de la Haute-Gordolasque, moins étendu, atteint 70 mètres.

Les parties aval de ces vallées sont profondément encaissées, parfois coupées de cascades, et accidentées de verrous glaciaires. Leur pente moyenne est très forte. Dans les hauts, elles conservent leur morphologie glaciaire, mais, vers l'aval, elles perdent leur profil en U et acquièrent en peu de kilomètres l'aspect des vallées en V. Cependant aux deux versants de ces tronçons relativement bas, et notamment dans les vallons de Chastillon et de Mollières, on observe encore çà et là des pans de roches polies et striées.

Le fond de l'auge glaciaire n'existe généralement plus, soit qu'il ait été buriné par l'érosion récente, soit qu'il n'ait jamais existé ⁽¹⁾.

Une mention spéciale doit être faite pour la Gordolasque qui offre jusqu'à la cascade du Pont du Roi, à 1 410 mètres, un très bel exemple de vallée en U. Le fond plat de son auge, bien polie et striée, s'observe en bien des points du pied de la cascade de l'Estrech jusqu'à San Grato.

Sur ce parcours le torrent n'a guère entamé les roches qui provoquent plusieurs petites cascades. La part de l'érosion postglaciaire paraît avoir été remarquablement réduite.

Dans toute la partie cristalline du massif règne une solitude presque totale. Le seul lieu habité, Mollières, est un pauvre hameau ruiné par la guerre. Partout ailleurs, la montagne n'est hantée que par des troupeaux, aux beaux jours de l'été.

2. — LE PAYS SÉDIMENTAIRE (fig. 3)

Le pays sédimentaire nous offre des formes plus adoucies. Le relief est moins âpre, mais, comme le constate R. BLANCHARD, très contrasté. Croupes arrondies et gorges sauvages s'opposent violemment soulignant un rajeunissement du relief relativement récent.

Il n'y a pas de grandes lignes directrices, le relief est émietté. Cependant quelques crêtes s'élèvent, charpentées de calcaires du Malm ou de grès d'Annot.

Ce sont, du nord au sud :

1^o La crête arquée située entre le vallon de Giallorgues et celui de Demandols. Elle est dirigée du nord-est au sud-ouest du Mont Aunès au Mont Pierre-Chatel (2 775 m), puis s'oriente sensiblement nord-sud pour former la Pointe des Trois-Hommes (2 788 m) et le Bollofré.

2^o Entre le vallon de Demandols et celui de Roya, aucun trait particulier n'apparaît dans la morphologie.

Nous citerons seulement quelques sommets de faible altitude, entourant le bassin du torrent d'Auron. Ce sont, du nord au sud : la cime de la Bercia, 2 275 mètres, le Ciavalet, 2 449 mètres, Las Donnas, 2 476 mètres.

⁽¹⁾ Des explorations récentes sous la langue terminale de la Mer de Glace ont montré, en effet, que la vallée sous-glaciaire avait une forme en V très aiguë dans laquelle la glace ne pénétrait pratiquement pas (Cf. D. Olivier MARTIN, *La Montagne*, n° 374, 1951, p. 84-87).

3° Au sud du vallon de Roya s'élève le Mounier, élément morphologique majeur de la région. Son sommet (2 819 m) est le point culminant du pays sédimentaire.

Vu de l'est, il forme comme une pyramide de calcaires et marno-calcaires du Crétacé inférieur, posée sur le banc calcaire du Malm supérieur. Son arête occidentale s'abaisse lentement jusqu'au col de Croussette, puis se prolonge de ce col à celui de Crous sur 4 à 5 kilomètres.

Plus à l'ouest encore, la crête arquée Rocca Maire-Mont Rognoso (2 668 m) forme un relief accentué parce qu'elle est couronnée de Nummulitique.

De Rocca Maire se détache une croupe, toujours dirigée du nord au sud, qui va s'abaissant

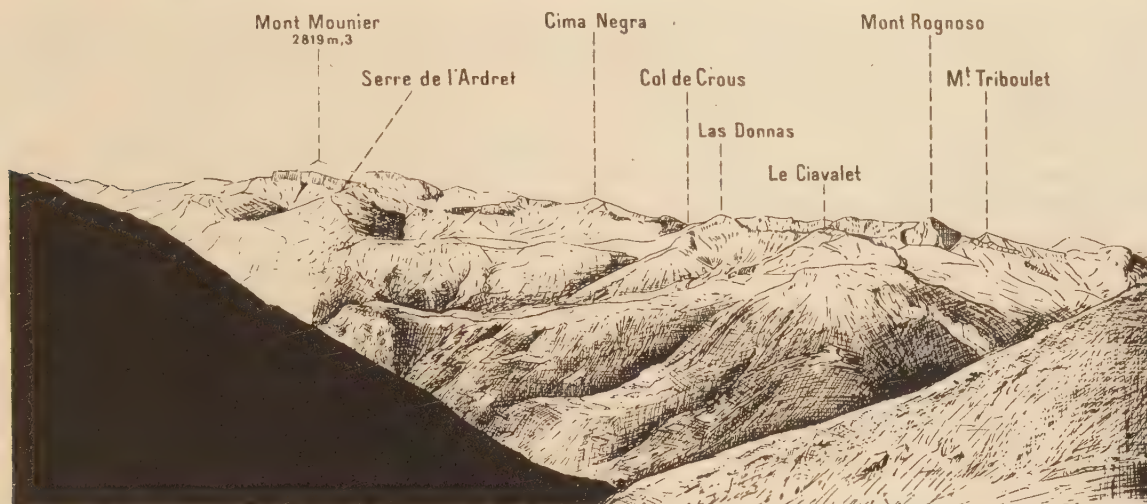


FIG. 3. — Aspect morphologique du pays sédimentaire. Vue prise de l'ouest du lac de Rabuons.

lentement jusqu'à la tête de Meric (2 042 m). Elle est surtout constituée par les grès d'Annot de la crête du Rognone.

4° Plus au sud, s'étend une région déprimée aux surfaces arrondies. Il faut atteindre le dôme de Barrot pour trouver un élément morphologique qui vaille la peine d'être cité. Celui-ci forme une large unité, massive, bien que déjà profondément entamée par le Var et le Cians. Les points culminants (2 137 m) de ce massif permien appartiennent en fait au Trias de sa bordure nord-est.

5° A l'est du Barrot, vers la limite sud de la région étudiée ici, les grès d'Annot donnent trois ensembles dont, seule, la partie nord se trouve dans le champ de nos investigations. Nous nous bornerons à les énumérer. Ce sont, d'est en ouest :

La pointe des Quatre-Cantons, entre le Cians et la Tinée.

Le Tournaiet, entre la Tinée et la Vésubie.

L'Aution-Millefourches ⁽¹⁾, à l'est de la Vésubie.

Dans ces régions, à l'inverse de ce que l'on observe dans le massif cristallin, le modelé glaciaire est faible, ainsi que M. FALLOT et moi l'avons indiqué antérieurement [109]. Les glaciers n'y ont guère laissé de traces.

* * *

LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Par suite de la forme arquée de la ligne de crête de l'Argentera-Mercantour, les torrents du versant français sont divergents et acheminent les eaux vers divers collecteurs.

(1) Le terme d'Aution étant appliqué à plusieurs sommets, je désigne celui qui est visé ici par cette appellation, évoquant son voisinage du Camp de Millefourches.

La région occidentale est drainée, pour sa plus grande partie, par le Var et ses affluents de la rive gauche, dont les principaux sont : le Cians, la Tinée et la Vésubie. L'extrémité orientale est tributaire de la Roya et de ses affluents, dont les seuls qui nous intéressent ici sont la Béonia et le torrent de Caïros.

Les vallées principales entamant le massif cristallin sont :

Vers la Tinée : les vallons de Chastillon et de Mollières;

Vers la Vésubie : le vallon du Boréon, celui de la Madone de Fenestre et enfin celui de la Gordolasque;

Vers la Roya : les vallons de la Valmasque-Casterino et de la Miniera qui se joignent pour former la Béonia.

Comme le remarque R. BLANCHARD, ce qui frappe c'est l'inadaptation du réseau à la structure géologique. Il semble totalement surimposé. Surimposition conjuguée à un phénomène d'antécédence ⁽¹⁾ et qui souligne l'ancienneté du réseau. Celui-ci a commencé à s'établir dès la surrection du massif cristallin, à l'Oligocène, et s'est installé alors que, sous le manteau des grès d'Annot, les plis n'apparaissaient pas encore. Cependant il a dû être plus ou moins transformé au cours des temps miocènes, pliocènes et même quaternaires.

Pour expliquer l'allure si capricieuse du réseau actuel R. BLANCHARD tente de nombreuses hypothèses. Le géologue ne peut les admettre sans réserve, mais leur discussion sortirait du cadre de ce travail.

Je ne saurais terminer cet aperçu sommaire sans mentionner les restes de topographies, qui apparaissent çà et là, recoupés par les rivières actuelles et qu'aucun géographe ne semble avoir remarqués. Je n'en citerai qu'un exemple, mais qui, vu de la Tête de Méric est éclatant : au-dessus des gorges de Daluis (dites Clue de l'Amen par les géographes) et s'étendant largement de part et d'autre, s'esquissent des profils d'anciennes vallées à section infiniment adoucie qui évoquent un Var ayant à peine entamé la surface structurale du grès d'Annot.

La connaissance de cette phase suivie tout au long du fleuve permettra peut-être d'établir les rapports entre ce cours et les dépôts plio-quaternaires du Var.

II. LE GLACIAIRE

Nous ne donnerons ici qu'une brève vue d'ensemble sur les différents glaciers qui ont laissé des traces dans la région. Une analyse plus détaillée nous entraînerait fort loin. Pour offrir une signification, elle devrait s'adresser à la totalité de la région des Alpes-Maritimes et se poursuivre par une étude du Quaternaire de la vallée du Var et de la côte niçoise, ce qui est en dehors de notre sujet.

Il n'est guère possible de retrouver, ici, la chronologie des glaciations distinguées par l'école de PENCK et BRÜCKNER dans les Alpes autrichiennes, l'érosion ayant déblayé les dépôts glaciaires.

Dans une description récente du glaciaire de la Tinée, P. FALLOT et moi-même [109] avons distingué, dans cette région :

1^o Un stade relativement ancien de *glaciers en calotte*, recouvrant toutes les parties élevées de la chaîne, ne laissant émerger que quelques sommets;

2^o Un stade de *glaciers de vallée*. Ils ont occupé les vallées, soit après fusion totale du glacier

⁽¹⁾ Je prends ces termes, souvent détournés de leur sens, dans l'acception que précise M. LUGEON (Ann. de Géogr., t. X, 1901, p. 295-317, 401-428). Antécédence : le cours d'eau existait avant la formation d'un pli donné; surimposition : le cours d'eau entame un pli qui existait sous la couverture.

en calotte et nouvelle glaciation, soit du fait d'un simple retrait après fusion partielle du manteau de glace. Ce sont les derniers glaciers qui ont laissé des traces dans les principales vallées;

3° Un stade de *glaciers de cirque*. Ceux-ci ont subsisté dans le haut des vallées affluentes avec probablement des épisodes d'avancées et de reculs. Les derniers restes meurent aujourd'hui au versant italien.

1. — STADE DU GLACIER EN CALOTTE

Ce glacier a laissé de rares vestiges, notamment dans les parages ci-après :

Bassin de la Tinée : à Vignols, au revers sud de la ligne de crête dominant la Tinée, des blocs erratiques de gneiss se trouvent dans le fluvio-glaciaire. Tout le cirque étant constitué par des terrains sédimentaires, ils ont donc dû venir de la Tinée, et de ce fait passer la *crête du Mounier-Mont-Gravières* dont le point le plus bas est à 2 190 mètres, à la baisse de Varélios.

D'autres débris de cristallin se trouvent épars à la Serre de l'Adret, au nord du Mounier.

Enfin, on doit sans doute rattacher à un stade ancien le fluvio-glaciaire de la vallée de la Tinée situé à une cote relativement élevée par rapport au lit actuel de la rivière; notamment les dépôts du versant droit entre Malbosc et Valabres qui se situent entre 450 et 500 mètres au dessus de la Tinée.

Bassin de la Vésubie : j'ai observé quelques blocs de cristallophyllien au nord-est du col Saint-Martin sur le chemin muletier allant au Baus de la Frema. Ils sont trop nombreux et trop gros pour avoir été apportés de main d'homme pour équilibrer des charges de mulets. Ils ne peuvent appartenir au glacier de la vallée de la Vésubie dont les restes de la moraine latérale droite, comportant surtout du *granite*, ne dépassent pas 1 250 mètres au revers est du col Saint-Martin qui, lui, se trouve à 1 500 mètres. Or, les affleurements analysés ici se situent au plus bas vers 1 550-1 600 mètres. Il faut donc que ces blocs erratiques remontent à une glaciation très générale et partant ancienne.

Bassin de la Gordolasque : au versant droit de la vallée de la Gordolasque, les pentes de la cime de la Vallette (2 499 m), sont parsemées jusque vers 2 440 mètres de débris de grès et de conglomérats permien qui drapent la crête d'une part vers la cime du Perthuis de Prals, dans le versant du vallon de Pélias, d'autre part vers le col de Prals. Or, ces cimes sont constituées par du cristallophyllien et le Permien n'affleure qu'à une cote nettement inférieure (2 380 m), sous un faciès différent. Les débris de Permien proviennent de la série du Diable qui affleure dans le massif du Grand Capelet, c'est-à-dire au versant gauche. On est donc amené à penser qu'à un stade ancien, la vallée de la Gordolasque, qui atteint seulement 1 550 mètres à San Grato, était entièrement comblée de glace (ou n'existait pas). Le glacier a dû dépasser la crête séparant cette vallée du cirque de Férisson, y laissant vers 2 400-2 450 mètres, les dépôts que nous y observons aujourd'hui.

2. — LES GLACIERS DE VALLÉE

a. Le glacier tinéen.

Nous avons admis son extension jusqu'à l'amont d'Isola et ne pensons pas qu'il ait dû se poursuivre beaucoup plus loin. En tout cas, aucun argument ne permet de l'affirmer.

R. BLANCHARD admet [48] que cet appareil atteignait Marie, en invoquant des dépôts qu'il attribue à des moraines. Or ces dépôts comportent des galets en général bien roulés dont certains proviennent de terrains sédimentaires qui n'affleurent pas sur ce versant de la Tinée. Je considère qu'ils sont d'apport alluvial, comme ceux qui se retrouvent tout au long de la rivière. Ils peuvent tout au plus représenter un fluvio-glaciaire ancien, remanié.

En outre, il se pose une question purement morphologique sur laquelle je n'épouse pas les vues de R. BLANCHARD. Les gorges de Valabres vues d'en haut ou d'en bas sont très nettement en V. Dans toute cette région, il n'y a aucun argument tiré du modelé qui soit propre à établir que le glacier de vallée de la Haute Tinée avait largement dépassé Isola.

Cependant, la vallée de Mollières comporte, versant gauche à 50 ou 100 mètres au-dessus du lit actuel du torrent, des pans de roches polies ou striées, jusque non loin du confluent avec la Tinée, ce qui indiquerait que le glacier de Mollières a dû atteindre la vallée de la Tinée. Peut-on alors penser que le glacier de la Tinée rejoignait celui de Mollières ?

L'aval ne nous fournit aucun indice. Si le glacier de la Tinée a dépassé les rochers de Valabres, il n'a sans doute pas atteint Saint-Sauveur. En effet, répétons que les gorges de Valabres, en V très aigu, n'ont pas été façonnées par les glaciers ; si elles furent un moment occupées par eux, il ne s'agissait que de l'extrémité d'une langue glaciaire trop peu importante pour y avoir laissé son empreinte.

Quant aux restes morainiques attribuables au glacier de la Tinée, il n'en est pas qui aient conservé des formes. Et si des matériaux, au transport desquels le glacier a pris part, existent en de nombreux points de la vallée entre Bouzieyas et l'aval d'Isola, la discrimination entre moraines proprement dites et dépôts fluvio-glaciaires nécessiterait de longues discussions qui sortent du cadre de cette étude.

Sans entrer dans plus de détails pour l'amont de la vallée de la Tinée, je ne saurais négliger de rappeler le cas des formations qui drapent la base des versants et le fond de la vallée de Valdeblore.

Celles-ci furent attribuées par E. DE MARTONNE à des moraines d'une branche diffluente du glacier de la Vésubie [233]. J'ai montré que ces formations n'offrent pas le caractère de moraines [109]. Leur stratification est entrecroisée et litée. Leurs matériaux proviennent des crêtes triasiques permienues et gneissiques qui dominent Valdeblore au nord. Ce sont, sans doute, des dépôts fluvio-glaciaires originellement liés aux petits appareils glaciaires qui ont été accrochés au versant sud de cette crête.

Il n'existe, en dehors de ce fluvio-glaciaire, aucun reste morainique qui permette de penser qu'un « glacier de Valdeblore » ait atteint la Tinée.

b. Le glacier vésubien.

La littérature prête à ce glacier des vicissitudes diverses et il est encore plus difficile que dans le cas du glacier tinéen de préciser le maximum de son extension.

A l'amont de Saint-Martin-Vésubie, la cote supérieure des moraines (caractérisées par leurs granites) se situe vers 1 250-1 300 mètres d'altitude, c'est-à-dire que sur cette transversale le glacier atteignait 350-400 mètres d'épaisseur.

Il n'y a pas de rupture brusque de pente dans la vallée, mais le profil longitudinal de celle-ci, assez rapide, est de l'ordre de 5 %. D'autre part, la vallée est exposée au sud. Par comparaison avec d'autres appareils, on peut penser que la langue glaciaire s'étendait de quelques kilomètres à l'aval de Saint-Martin-Vésubie. Quelle valeur appliquer à ce « quelques » ?

Dès le sud de Saint-Martin, les deux versants de la vallée n'ont plus gardé d'empreinte glaciaire, la nature des terrains ne s'y prêtant pas. Le versant droit est constitué par des formations sédimentaires, l'autre par du cristallophyllien écrasé et raviné.

Mais plus à l'aval, nous relevons quelques indices.

Vers Berthemont-les-Bains, existent des dépôts aberrants qui ont reçu des interprétations diverses.

E. DE MARTONNE [235] en attribue la partie supérieure à un glacier local, resté après le départ du glacier principal et ayant en partie comblé l'ancien lit de ce dernier. La partie inférieure de la formation représenterait, selon l'opinion de cet auteur, la moraine de fond de l'appareil principal. Or, il n'y a pas de cirque glaciaire. On pourrait alors penser à un glacier de pente, mais il était exposé au S.S.W., ce qui n'eût pas favorisé sa conservation. En outre, cette hypothèse, comme nous le verrons, ne rend pas compte de la complexité des dépôts.

Plus récemment, R. BLANCHARD [48] nous dit : « Le fleuve de glace a obturé sur sa rive gauche la vallée tribulaire de Berthemont et a fait déposer à l'entrée, sur plus de 100 mètres de haut

une masse considérable de matériaux de transport », et il ajoute en note infrapaginale : « à moins qu'il ne s'agisse d'une très forte accumulation de moraine de fond provoquée par le barrage qu'opposait au glacier l'appareil de la Gordolasque débouchant à angle droit à l'aval ».

R. BLANCHARD, très judicieusement, entrevoit donc la difficulté du problème, et il hésite. De quoi s'agit-il ?

Les matériaux accumulés ici s'étagent en pente douce et se raccordent, suivant un profil plus accentué, au versant vers 1 250 mètres. Ils forment comme une terrasse inclinée vers l'aval dont le point le plus bas cote 680 mètres et domine la Vésubie de 70 mètres ⁽¹⁾.

Or les dépôts comportent des éléments variés :

1^o Au fond des ravins, on observe des matériaux broyés, écrasés, fins; mélange de débris de gneiss, de calcaires, de fragments de Trias, Werfénien ou cargneules : une véritable purée qui, du reste, emballe quelques galets;

2^o Par-dessus s'étend du fluvio-glaciaire vésubien avec galets roulés de grès d'Annot et de granite;

3^o Enfin, couronnant le tout et masquant le plus souvent les formations précédentes, du gneiss en grands et petits morceaux très souvent altérés, plus ou moins décomposés en arènes, mais *anguleux*. Je ne connais ce faciès de gneiss qu'en ce point. Les débris sont donc d'origine locale. Ce sont de véritables éboulis ou éboulements anciens qui se raccordent à l'amont avec le rocher;

4^o Le torrent de Férisson qui encaisse actuellement son lit dans les dépôts de Berthemont n'a pas manqué d'y apporter sa contribution sous forme d'alluvions ou peut-être de fluvio-glaciaire, ce qui ne simplifie pas la question.

Si les niveaux 2, 3 et 4 compliquent le problème et nécessiteraient une étude plus détaillée, la question essentielle, en ce qui concerne l'histoire du glacier de la Vésubie, est de savoir si les dépôts 1 peuvent être attribués à une moraine, et dans ce cas à quel glacier elle serait due.

Ils affleurent, sous les autres formations au fond des ravins et sont de ce fait mal observables.

Pour ce que j'en ai pu voir, je resterai sur la réserve. Toutefois, il n'est pas exclu que l'on puisse rapporter ce mélange hétéroclite à une moraine, voire à une moraine de fond du glacier principal; celui-ci a certainement atteint et dépassé Berthemont-les-Bains.

Vers l'aval entre Roquebillière ancien et la Bollène-Vésubie les pentes du versant gauche de la Vésubie sont drapées de glaciaire avec des blocs erratiques de Permien. Certains faciès de ce Permien n'existent, dans le bassin de la Vésubie, que dans la moyenne Gordolasque; on doit donc penser que ces éléments ont été apportés par le glacier de la Gordolasque qui devait déboucher dans la vallée de la Vésubie. Confluait-il avec celui de la Vésubie et, une fois réunis, se sont-ils avancés vers l'aval ?

Nous n'avons dans cette région aucun indice concernant l'existence d'un glacier de la Vésubie. Quant à celui de la Gordolasque, ses dépôts ne dépassent pas le sud du fort de Flaut au nord-est de la Bollène-Vésubie. L'accumulation de glaciaire au débouché de la vallée paraît exceptionnelle et l'on peut se demander s'il ne s'agirait pas de restes d'une moraine frontale. En outre, vers l'aval, il n'y a plus que du fluvio-glaciaire ou des alluvions disposées en terrasse.

Cependant, R. BLANCHARD, reprenant l'argument de E. DE MARTONNE, évoque le verrou de Lantosque situé 3 kilomètres plus bas. Il n'est pas exclu, en effet, que ce rocher portant le vieux village soit un verrou glaciaire, mais ce n'est pas démontré. En effet, il n'existe là, ni dépôt glaciaire,

⁽¹⁾ La Vésubie entaille actuellement les calcaires du Jurassique et non pas les formations de Berthemont. Elle semble avoir abandonné sa vallée glaciaire.

ni roche striée. Le sommet du rocher est couronné par des alluvions reposant sur du Néocomien, c'est-à-dire des calcaires marneux et des marno-calcaires trop peu résistants pour pouvoir conserver le modelé glaciaire. Enfin, si l'entaille est bien creusée par la Vésubie, celle de l'ouest est l'œuvre d'un affluent : le Rio de Lantosque. Il ne semble pas que la vallée inférieure du Rio de Lantosque ait été occupée par un glacier à cette époque. Ainsi le « verrou de Lantosque » pourrait n'être que l'œuvre de l'érosion fluviale.

Des faits discutés, nous concluons qu'une indétermination demeure donc quant à l'extension réelle du glacier de la Vésubie : nous savons seulement que celui de la Gordolasque a atteint le nord-ouest de la Bollène-Vésubie. Nous serions tentés d'admettre l'opinion d'A. PENCK et E. BRÜCKNER [258] qui arrêtent le glacier vésubien aux environs de Roquebillière-La Bollène.

A part la langue glaciaire principale, le glacier vésubien est censé avoir fourni une branche diffuente vers la Tinée. Après E. DE MARTONNE [233], R. BLANCHARD [48] lui fait franchir une fois de plus le col de Saint-Martin et l'une de ses branches deviendrait ainsi tinéenne, donnant lieu à la « moraine » de Valdeblore. J'ai discuté plus haut la question de cette « moraine », en me fondant sur des observations de terrain.

Ici, il me reste à examiner la question de la diffuence, d'ailleurs déjà évoquée dans une note antérieure [109].

On peut soutenir qu'au stade des glaciers de vallée, le glacier de la Vésubie n'a pas passé par le col de Saint-Martin parce que son altitude était insuffisante.

Le glaciaire vésubien de la moraine latérale droite est caractérisé par le granite leucocrate de l'Argentera. Or, je n'en ai pas trouvé dans le fluvio-glaciaire du vallon de Bramafan ni au col de Saint-Martin. En revanche, ce glaciaire se maintient au versant de la Vésubie vers 1 250-1 300 mètres, c'est-à-dire 200 à 500 mètres *au-dessous du col et se poursuit à l'aval sans changement de composition*. La diffuence aurait dû entraîner, pour le glacier de la Vésubie, la perte des éléments de sa moraine latérale droite et en particulier du granite. Or, il n'en est rien.

On ne peut donc admettre l'interprétation des deux savants géographes cités plus haut.

c. Le glacier de la Roya.

Je n'ai pas étudié la vallée de la Roya elle-même, mais seulement le bassin de son affluent, la Béonia. Il ne sera donc pas discuté de l'extension de ce glacier jusqu'à Saorge⁽¹⁾.

En tout cas, l'abondance des dépôts et du modelé glaciaire dans les vallées affluentes de la Valmasque et de Casterino est un trait frappant de la région.

Il est hors de doute que le glacier de la Béonia a atteint Saint-Dalmas de Tende au confluent de la Béonia et de la Roya et y a laissé une accumulation considérable de dépôts glaciaires sur lesquels est bâti le bourg. Les terrassements effectués pour l'aménagement de la gare (jadis gare frontière), les déblais des tunnels, les remblais pour les voies ferrées ont masqué toute la morphologie de ce secteur. Il semble cependant que l'on puisse attribuer ce glaciaire à une moraine frontale.

3. — LES GLACIERS DE CIRQUE

Après le retrait des grands glaciers des vallées, sont restés ou se sont reformés dans les cirques des glaciers plus ou moins importants. Certains de ceux-ci ont fait l'objet d'une étude détaillée [109]. Nous n'y reviendrons pas ici.

⁽¹⁾ Je noterai seulement que le vallon de Caïros ne doit son fond plat qu'à un remblaiement alluvial. Il ne montre pas de formes glaciaires typiques, ainsi que l'ont admis divers auteurs.

Si l'on constate la trace des stades d'avancée et de recul de ces appareils locaux, il n'a pas été encore possible d'en établir ici la chronologie.

Les derniers vestiges s'éteignent aujourd'hui au revers nord des hauts sommets.

Remarque

Il serait, je crois, prématuré de tenter de rattacher à des périodes glaciaires classiques les trois stades dont nous venons d'indiquer les données essentielles. L'étude des terrasses fluviales vers l'aval, leurs relations avec le Quaternaire marin de la côte niçoise permettra peut-être d'éclairer ce problème.

CHAPITRE II

BREF HISTORIQUE

On évoquera seulement ici les étapes de nos connaissances sur la région : d'abord en France, puis en Italie. Des commentaires plus détaillés seront donnés, au fur et à mesure, en tête des diverses parties de cet ouvrage.

FRANCE

Les géologues, à vrai dire, ne se sont guère occupés de cette région d'accès difficile, perdue à l'extrémité sud-est des Alpes françaises.

Les travaux anciens ne sont, le plus souvent, que des récits de voyages et, s'adressant surtout à la zone côtière des Alpes-Maritimes, ne contiennent que de brèves allusions à la région montagneuse. Ils ont été analysés par L. BERTRAND [36], nous n'y reviendrons pas ici. Notons seulement que les seuls travaux d'ensemble qui aient quelque importance furent dûs au géologue italien A. SISMONDA [325-329].

La thèse de L. BERTRAND [36], suivie de la carte au 1/80 000 de Saint-Martin-Vésubie, à la fin du siècle dernier (1896), marque une étape importante ⁽¹⁾.

Ce travail apporte les premières données cohérentes sur la vaste surface couverte par la feuille au 1/80 000 de Saint-Martin-Vésubie. De cette œuvre de grande reconnaissance il ressort beaucoup d'observations fécondes, mais aussi, comme il est naturel, des erreurs stratigraphiques s'y sont glissées, notamment la confusion fréquente des marnes oxfordiennes et des marnes de l'Aptien-Albien. Point ne vaudrait la peine de les relever s'il n'en était résulté une fausse interprétation tectonique de ce que l'on a appelé le pli couché du Mounier. Par une ironie du sort cet accident, qui fut donné en exemple à des générations de jeunes normaliens et d'étudiants de licence, est totalement différent de l'image que L. BERTRAND, puis son élève Pierre COMTE [74] en ont donnée.

Ce détail mis à part, au fur et à mesure des descriptions locales, nous ferons état des vues de Léon BERTRAND de sorte qu'il n'y a pas lieu d'analyser ici par le menu un ouvrage dont les diverses parties seront évoquées dans les chapitres qui suivront et où figureront les compléments ou modifications que je fus amenée à apporter.

Après son livre et sa carte, L. BERTRAND n'a plus donné sur la région que quelques notes brèves qui se succèdent de 1902 à 1924.

En 1928 paraît le petit travail d'A. RIVIÈRE [274] sur la vallée de la Roya et de Bevera; puis en 1930 celui de P. COMTE [74] sur le bassin de la Haute-Tinée. Ces mémoires sont surtout consacrés à la tectonique.

En 1938, M. MAINGUY [229], étudiant diverses coupes locales, a cru pouvoir démontrer que le Lutétien n'existait pas dans la bordure occidentale de l'Argentera-Mercantour. En fait, la transgression du Lutétien supérieur y est marquée par des couches minces qui lui avaient échappé.

S. DEB [78], en consacrant un gros mémoire à l'étude pétrographique des sédiments tertiaires,

⁽¹⁾ Rappelons que la route n'a atteint Saint-Étienne qu'en 1896; elle est dite alors carrossable — mais il fallait huit jours pour aller de Nice à Saint-Étienne-de-Tinée.

arrive à la conclusion, alors révolutionnaire, que les grès d'Annot sont oligocènes. Cette attribution fut confirmée depuis en de nombreux points, d'abord sur la base d'observations sur l'âge priabonien supérieur des couches immédiatement subordonnées [104], puis grâce à la découverte d'une faunule par Y. GÜBLER, J. FLANDRIN et J. SIGAL [179 *bis*].

Pour ce qui est des levers détaillés au 1/20 000, c'est en 1942 que P. FALLOT et certains de ses élèves les abordèrent dans la partie sud de la feuille Saint-Étienne-de-Tinée et au nord de celle de Puget-Théniers.

En 1945, je fus chargée de l'étude d'ensemble du massif cristallin et de ses enveloppes jurassique, crétacée et tertiaire.

Dès 1942-1943, l'étude du Permien et du Trias avait été confiée à l'abbé P. BORDET. Limitant ses recherches au Dôme de Barrot et à ses abords, il consacra, en 1950, à ce petit secteur, un très dense et intéressant mémoire [54].

Comme il abandonna les autres régions triasiques et permienes, leur étude m'échut. Et si ce fut la cause d'une prolongation notable de mes investigations sur le terrain, cela me permettra, dans les pages qui suivent, d'apporter sur ce sujet bon nombre de données entièrement nouvelles.

EN ITALIE

D'accès plus facile, le versant italien a attiré les anciens auteurs, SISMONDA, ZACCAGNA, PARETO, FRANCHI, SACCO. Mais leurs publications sont d'importance diverse; l'historique en est consigné dans le mémoire de F. SACCO paru en 1910 [307]. Ces ouvrages s'adressant surtout aux régions du nord et de l'est qui sont en dehors du cadre de notre étude, nous n'y reviendrons pas. Cependant, l'œuvre de S. FRANCHI, si elle ne s'exprime que par de brèves notes, mérite d'être soulignée. Excellent observateur, il a laissé des travaux fondamentaux pour la connaissance de la région. Nous tenons à rendre hommage à ce géologue qui, le premier, nous a révélé les grandes lignes de la structure géologique du versant nord-est du massif de l'Argentera-Mercantour.

F. SACCO, en 1910 [307], donne la première esquisse d'ensemble sur la région. Son ouvrage accompagné d'une importante bibliographie est fort précieux.

En 1925, ROCCATI, uniquement pétrographe, apporte à son tour une dernière vue générale du massif cristallin de l'Argentera.

Les années 1928 et 1929 voient paraître quelques notes de S. FRANCHI ou de SACCO, intéressant plus particulièrement les formations secondaires et tertiaires au nord et à l'est du Massif ancien.

En 1930, puis en 1933 et 1934, sont publiés les feuilles géologiques italiennes au 1/100 000 de Dronero-Argentera, Demonte, Boves. Ces documents, infiniment précieux, bien que venus tardivement, marquent une étape importante.

Puis c'est le silence : les géologues italiens délaissent totalement cette région. Seul le gros volume que ROVERETO consacra en 1939 [20] à la Ligurie donne occasionnellement une très brève esquisse de la géologie du massif de l'Argentera-Mercantour.

DEUXIÈME PARTIE

LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET CRISTALLINES

CHAPITRE III

GÉNÉRALITÉS

SOMMAIRE

	Pages.
I. <i>Introduction</i>	35
Cycle orogénique.....	35
Métamorphisme et migmatisation.....	36
II. <i>Travaux antérieurs</i>	37
III. <i>Aperçu général</i>	37

I. — INTRODUCTION

La région étudiée est, comme nous le verrons, assez monotone.

Il y a des gneiss, il y a des migmatites et des granites comme dans tout massif cristallin, pourrait-on dire.

Je me suis plus particulièrement attachée au côté structural de l'étude des terrains cristallophylliens, en essayant de donner une analyse des phénomènes observés, de les relier, de les classer les uns par rapport aux autres.

J'ai voulu évoquer la nature initiale des roches qui ont été transformées, puis tenter de préciser les modifications qu'elles ont subies et les rapports de leur évolution avec la tectonique.

On ne trouvera pas dans les pages qui suivent un inventaire détaillé de toutes les roches. Je ne l'ai pas négligé lors de mes recherches, mais me limite ici à la description de quelques exemples parmi les plus typiques. Il furent choisis non seulement pour leur intérêt propre, mais surtout pour les conclusions d'ordre géologique que l'on en peut tirer.

Je donnerai, successivement, l'étude analytique et l'évolution propre des différentes parties qui composent le massif de l'Argentera-Mercantour. Dans un chapitre final, remplaçant ces différentes pièces les unes par rapport aux autres, je tenterai de retracer l'histoire de ce vieux socle.

Un tel essai à la fois analytique et synthétique fait appel à des notions diverses, pour lesquelles il importe de définir certains termes ou, tout au moins, d'indiquer le sens dans lequel ils sont employés ici.

CYCLE OROGÉNIQUE

Cette notion, due à Marcel BERTRAND, a été, depuis, diversement interprétée.

Le terme est pris ici dans le sens étendu que lui donne E. WEGMANN [344, p. 10-12], lorsqu'il cherche à grouper la succession des épisodes qui ont conduit à l'édification d'une chaîne de montagne.

La distinction de ces épisodes n'est pas toujours aisée, car les différents phénomènes qui les caractérisent s'intriquent dans l'espace et dans le temps, et il n'y a pas de véritables étapes.

Débutant pas la sédimentation, le cycle orogénique se termine par la glyptogénèse. Durant cette période, les dépôts sont soumis au métamorphisme général, à la migmatisation; des granites s'élaborent, des roches vertes sont « mises en place ». En outre, des plissements s'esquissent, s'exagèrent, c'est l'orogénèse avec ses multiples phases. Ainsi s'édifie la chaîne de montagne qui, dès sa naissance, est soumise à l'érosion; bientôt arasée, elle ne formera plus qu'un vieux socle aplani, sur lequel viendront se déposer les sédiments du cycle suivant.

MÉTAMORPHISME ET MIGMATISATION

1° Le métamorphisme.

Nous n'envisagerons ici que le métamorphisme général.

Selon la définition classique il indique :

Une recristallisation des roches sans grand changement dans la composition chimique, mais qui peut renouveler leur structure et changer leur composition minéralogique. Il est dit topochimique [199].

Un cas particulier de polymétamorphisme est la rétromorphose ⁽¹⁾ qui peut être définie comme le réajustement minéralogique de roches d'intensité métamorphique relativement élevée à un degré moindre que leur métamorphisme initial.

2° La migmatisation.

Le terme de migmatite, qui fut créé par SEDERHOLM [315], est pris ici dans le sens large que lui donne E. WEGMANN [343] : *toutes roches de mélange* ayant acquis une composition chimique différente de leur composition originelle; ce changement se traduisant surtout par une feldspathisation. Mais si de nouveaux corps chimiques se trouvent ajoutés, d'autres semblent disparaître : on dit qu'il y a eu « apport » et « départ ».

Ces termes n'impliquent pas obligatoirement un mouvement de va-et-vient; ils expriment plutôt un bilan chimique. La roche initiale est dite « roche trame ».

Nous distinguerons :

a. Un faciès peu migmatisé qui groupe les « gneiss d'imbibition » et les gneiss faiblement « injectés lit par lit ». Il est pratique d'appliquer à cet ensemble le terme de faciès *d'embranchite* de J. JUNG et M. ROQUES [199], qui ne préjuge pas du mode de formation. La schistosité cristallophyllienne est régulièrement conservée; la « roche trame » est encore observable.

b. Un faciès plus migmatisé, plus transformé : la schistosité cristallophyllienne devient floue, contournée. La « roche trame » n'est plus identifiable : elle a subi une reconstruction complète. Ce sont les *anatexites*, définies par J. JUNG et M. ROQUES [199]. Leur terme ultime est le granite d'anatexie de J. J. SEDERHOLM [317].

Comme nous le verrons la migmatisation peut être alcaline ou calco-sodique.

* * *

Des analyses chimiques ont été effectuées pour autant d'échantillons que possible. J'ai utilisé, pour les représenter, les paramètres de P. NIGGLI [7] qui se prêtent mieux que tous autres à la comparaison et à l'interprétation des roches cristallophylliennes.

Pour les granites et pour les roches filoniennes je donnerai, en outre, les paramètres d'A. LACROIX [11], souvent utilisés en France.

⁽¹⁾ On utilise également les termes de : Retrograde Metamorphism (HARKER), Retrogressive Metamorphism (TURNER), Diaphoresis (BECKE, ESKOLA).

II. — TRAVAUX ANTÉRIEURS

En France, les terrains cristallophylliens du massif de l'Argentera-Mercantour n'ont fait l'objet d'aucune étude détaillée. L. BERTRAND [36] leur consacre seulement deux ou trois pages dans sa thèse. Il n'y avait, du reste, qu'une faible partie de la région de la Tinée qui se trouvait alors en territoire français.

Cet auteur crut pouvoir distinguer des séries de bandes orientées N.O.—S.E. où alternent des gneiss et des micaschistes à mica noir.

Il signale, en outre, des injections granulitiques lit par lit et des pegmatites à muscovite.

Nous ne discuterons pas cet aperçu sommaire de la région, ne le mentionnant que pour rendre hommage au premier géologue qui en ait parlé. Notons seulement que les zones d'écrasement ont été prises pour des micaschistes.

Pour la partie italienne du massif, c'est à S. FRANCHI que l'on doit les premières études importantes, parues en 1894 [128]. Les principales roches constituant le massif cristallin sont nommées et brièvement décrites; malheureusement, aucune carte n'accompagne son travail.

Puis, vers 1906, viennent les notes de F. SACCO, dont l'une sur l'âge des gneiss du massif de l'Argentera-Mercantour [304]. Cet auteur, confondant les roches écrasées avec des micaschistes, voyait un passage insensible des gneiss au Permien ou au Trias. Il en concluait à l'âge permocarbonifère du cristallophyllien dont le métamorphisme aurait même pu se continuer, selon lui, durant le Trias.

En 1907, S. FRANCHI [138] publie sa dernière note sur le massif cristallin. Elle a surtout pour but de redresser l'erreur de F. SACCO quant au métamorphisme, mais elle contient en outre des observations nouvelles, notamment sur la région de Malinvern. En 1933, c'est-à-dire après sa mort, paraîtra sa feuille au 1/100 000 de DEMONTE, qui marque un grand progrès sur les travaux antérieurs.

F. SACCO, dans son mémoire « Il Gruppo dell' Argentera » [307] de 1910, donne une carte d'ensemble de la région. Le granite de l'Argentera y figure pour la première fois. Tous les gneiss apparaissent sous la même teinte et, si nous trouvons dans ce travail une description des différents types pétrographiques, nous n'en connaissons les rapports ou la répartition ni par le texte, ni par la carte. En outre, ses conclusions, notamment sur l'âge du métamorphisme, prêtent à discussion. Nous y reviendrons dans les chapitres consacrés à l'étude du massif cristallin lui-même.

Par ailleurs, dès avant cette œuvre d'ensemble, en 1904, A. ROCCATI avait commencé une étude purement pétrographique des différentes roches, dont trop souvent, hélas, les échantillons n'avaient pas été récoltés en place. Leur description *in abstracto* perdait ainsi beaucoup d'intérêt. Ses notes brèves et multiples se succèdent jusqu'en 1925 [290]. Ses observations sont regroupées dans son ouvrage général « Il Massiccio cristallino delle Alpe Marittime ». Moins volumineux que celui de F. SACCO, il ne nous renseigne malheureusement pas plus sur la structure de la région cristallophyllienne. Cependant, il met en évidence un fait important : l'existence d'un granite qu'il appelle d'Entraque-Tende, et qui comporte des « inclusions basiques ». L'étude détaillée de cette formation, que ROCCATI annonçait, n'a jamais paru.

Uniquement consacrés à la pétrographie descriptive et dépourvus de vues d'ensemble, ces divers ouvrages ne nous permettront pas d'extrapoler en zone italienne les observations que nous avons faites sur le versant français.

III. — APERÇU GÉNÉRAL (pl. 1).

Si, du point de vue morphologique, on peut distinguer trois ensembles importants groupés autour des plus hauts sommets : Ténibres, Argentera, Gelas, la géologie ne confirme pas cette distinction géographique. En fait, l'étude structurale du massif, le montre divisé en deux parties distinctes séparées par un accident majeur oblique : la mylonite de la Valletta-Mollières.

Cette mylonite, en certains points admirable, joue un rôle essentiel car elle met en contact des formations cristallophylliennes différentes. Orientée, sensiblement, N.W.—S.E., elle sépare ainsi une zone sud-occidentale d'une zone nord-orientale, que j'appellerai simplement : *occidentale* et *orientale*.

LA ZONE OCCIDENTALE est uniquement formée par *le complexe de la Tinée*. Il comporte :

- a. Les gneiss de la série de Varélios-Fougieret;
- b. Les migmatites plagioclasiques (calco-sodiques) de la formation d'Anelle avec les séries d'Anelle, de Valabres et d'Iglière;
- c. Les migmatites alcalines (sodi-potassiques) de la série de Rabuons.

Ces roches cristallophylliennes ne sont pas rétro-morphosées.

LA ZONE ORIENTALE est constituée par deux ensembles différents, savoir :

1° *Le complexe ancien de Chastillon-Valmasque* avec :

- a. Les gneiss de Chastillon;
- b. Les migmatites alcalines des Adus et de Fenestre;
- c. Le granite de la Valmasque.

Cet ensemble est rétro-morphosé.

2° *Le complexe récent de Malinvern-Argentera* avec :

- a. Les migmatites alcalines de Malinvern et de Comba Grossa;
- b. Le granite de l'Argentera.

Cet ensemble n'est pas rétro-morphosé.

Il n'est pas exclu que le complexe de la Tinée soit contemporain de celui de Malinvern-Argentera, mais c'est là une question d'interprétation qui sera discutée plus loin.

Ce premier aperçu souligne déjà que les phénomènes de rétro-morphose jouent un rôle essentiel dans certaines parties du massif. Un chapitre spécial leur sera consacré.

CHAPITRE IV

ZONE OCCIDENTALE. — COMPLEXE DE LA TINÉE

(pl. 2, fig. 1, et pl. II à V)

SOMMAIRE

	Pages.
INTRODUCTION	39
* * *	
SÉRIE VARÉLIOS-FOUGIERET :	
I. <i>Série de Varélios</i>	41
A. Étude régionale	42
B. Étude pétrographique	43
II. <i>Série de Fougieret</i>	47
A. Étude régionale	48
B. Étude pétrographique	49
III. <i>Rapports des deux séries entre elles</i>	51
* * *	
FORMATION D'ANELLE : SÉRIES D'ANELLE, DE VALABRES ET D'IGLIÈRE :	
I. <i>Étude régionale</i>	52
II. <i>Étude pétrographique</i>	56
A. Série d'Anelle	56
B. Série de Valabres	59
C. Série d'Iglière	61
III. <i>Rapports des séries entre elles</i>	64
* * *	
SÉRIE DE RABUONS :	
I. <i>Étude régionale</i>	65
II. <i>Étude pétrographique</i>	66
A. Les migmatites	66
B. Les pegmatites	70
* * *	
ESSAI D'INTERPRÉTATION DU COMPLEXE DE LA TINÉE	71

INTRODUCTION

Le complexe de la Tinée s'étend à l'ouest et au sud-ouest de la mylonite de la Valletta-Mollières. Il forme une bande large de 10 à 15 kilomètres, allongée du nord-ouest au sud-est sur 40 à 45 kilomètres. Il disparaît au nord, à l'ouest et au sud sous les terrains sédimentaires de la couverture du massif de l'Argentera-Mercantour. Ce vaste territoire est entaillé profondément par la Tinée et ses affluents.

Le versant gauche de la Tinée est plus ou moins couvert de glaciaire, de fluvio-glaciaire et d'éboulis, portant des cultures et des pâturages, aussi n'offre-t-il pas de bonnes conditions d'observation sauf dans les hauts cirques comme celui de Rabuons.

Au versant droit, le cristallophyllien ne forme que le bas des pentes, les crêtes étant constituées par le Secondaire. L'étude en est rendue difficile par l'état des roches. Celles-ci sont le plus souvent éboulées sur place, tassées et affectées de balancements de couches assez importants. En outre, toute cette région est couverte de très belles forêts. On ne peut guère relever de succession que dans le lit des torrents, qui, peu nombreux sont d'ailleurs coupés de cascades, souvent infranchissables.

* * *

Le complexe de la Tinée est constitué par des séries cristallophylliennes disposées en bandes plus ou moins larges, en général redressées à la verticale, orientées en gros N.N.W.-S.S.E. à N.W.-S.E. Localement, elles ont été déversées vers le sud-ouest à la suite des mouvements alpins.

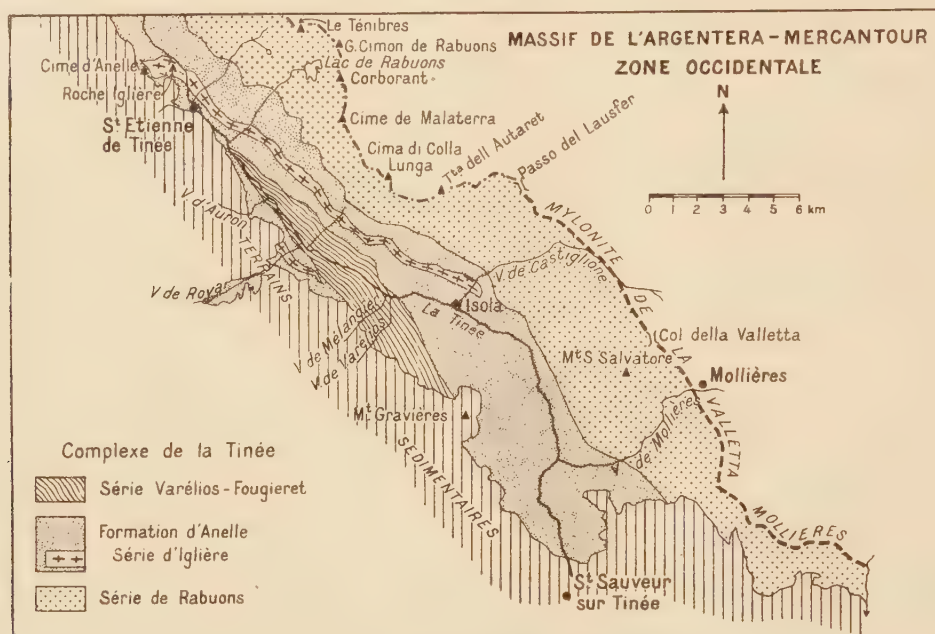


FIG. 4. — Schéma de la zone occidentale.

Rappelons les différents termes de ce complexe que nous étudierons séparément :

1° La série de *Varélios-Fougieret*, dont les gneiss témoignent seulement d'un métamorphisme général;

2° La formation d'*Anelle*, affectée d'une migmatisation plagioclasique (Ca + Na). Elle est formée par les séries d'Anelle, de Valabres et d'Iglière;

3° La série de *Rabuons*, qui comporte une migmatisation alcaline (K + Na).

La série de *Varélios-Fougieret*, formée de paragneiss, apparaît comme un îlot, ou un synclinal dans les migmatites plagioclasiques d'Anelle.

Les migmatites de Rabuons sont constituées par des gneiss œillés et n'ont subi qu'une très faible métasomatose. Les termes plus migmatisés, s'ils existent, ne sont pas représentés ici, la série étant limitée vers l'est par la mylonite de la Valletta-Mollières.

La répartition de ces différents éléments est représentée planche 2, fig. 1.

SÉRIE DE VARÉLIOS-FOUGIERET

Cette série occupe une bande large de 2 à 3 kilomètres, longue de 12 kilomètres, qui est traversée obliquement par la Tinée entre le Bourguet au nord et l'aval de la Blache au sud-est.

Encadrés par les migmatites d'Anelle, ce sont des paragneiss dépourvus d'injection, conservant une stratification encore très nette avec alternance et répétition ⁽¹⁾ de niveaux. Elle comprend deux ensembles : la série de Varélios, sur le versant droit et celle de Fougieret, sur le versant gauche de la Tinée.

La série de Varélios est caractérisée par la présence constante de la sillimanite, par des niveaux riches en graphite et par des bancs de calcaire.

La série de Fougieret comporte des gneiss à biotite riches en quartz, dépourvus de sillimanite et en général de graphite, et des niveaux à amphibole ou pyroxène.

Ces deux séries, séparées par la vallée de la Tinée, ont été, en outre, bousculées lors des mouvements alpins : il n'est pas possible d'établir leurs rapports réciproques.

Nous étudierons ces deux ensembles séparément.

I. — SÉRIE DE VARÉLIOS

Elle occupe le versant droit de la Tinée, ses gneiss, orientés N.W.-S.E. à N. 10° W.-S. 10° E., sont en général redressés à la verticale. Cependant, en certains points privilégiés j'ai observé des pendages de l'ordre de 60° inclinés soit à l'est, soit à l'ouest, en particulier dans le vallon de l'Infernet. On peut admettre que la série est plissée, mais je n'ai pu suivre ses dislocations. C'est pourquoi, ne sachant quelle part attribuer aux redoublements, il n'est pas possible de définir une série type relevée selon une transversale. Il est, en outre, certain qu'il existe, d'un ravin à l'autre, des variations de faciès.

Les différents types de roches sont les suivants :

- 1° *Calcaires métamorphiques à graphite* souvent accompagnés de gneiss à graphite;
- 2° *Faciès finement lités comportant des gneiss à grain fin et des quartzites feldspathiques*, soit à amphibole ou pyroxène, soit à biotite et grenat, *toujours à graphite*;
- 3° *Gneiss sombres à biotite et graphite*. Ceux-ci se présentent en lits de 1 à 2 mètres, parfois 5 mètres, et montrent une alternance de types plus ou moins riches en quartz;
- 4° *Gneiss à nodules de sillimanite* alternant avec des gneiss à grain très fin, voire des quartzites feldspathiques à biotite et graphite, analogues à ceux qui sont associés aux gneiss sombres de la série 3, ci-dessus;
- 5° *Gneiss leucocrates riches en quartz* passant à des quartzites feldspathiques à amphibole ou biotite. Ils ne forment que de rares bancs de quelques mètres.

Dans les descriptions locales détaillées, les numéros entre parenthèses se référeront aux cinq groupes d'assises énumérées ci-dessus.

⁽¹⁾ Répétition a, ici, un sens stratigraphique. Dans les pages qui suivent, quand intervient un facteur tectonique, j'emploierai le terme *redoublement*.

A. — ÉTUDE RÉGIONALE

La seule coupe à peu près complète est celle fournie par le ravin de Varélios, où a été choisi le type de la série. Nous commencerons par ce vallon, étudiant ensuite les variations de faciès vers le sud-est, puis vers le nord-ouest.

a. VALLON DE VARÉLIOS.

De l'aval vers l'amont, on observe d'abord un banc de calcaire à graphite épais d'une cinquantaine de mètres, puis un grès à ciment phylliteux. Viennent ensuite des gneiss micacés à biotite et graphite, où s'intercalent des quartzites feldspathiques à amphibole ou à biotite et de minces lames calcaires, sur une cinquantaine de mètres.

Dès 1 100 mètres d'altitude, tout le reste du ravin est presque uniquement constitué par l'alternance des gneiss sombres (3) et des gneiss à nodules de sillimanite (4). L'épaisseur de ces divers niveaux est variable. A la partie inférieure du ravin les gneiss sombres (3) ont de 10 à 50 mètres; les gneiss à nodules (4) ne dépassent pas 10 mètres. Vers le haut, au contraire, les gneiss sombres ne mesurent plus que 1 à 2 mètres, tandis que les gneiss à nodules peuvent atteindre 100 mètres.

Toute la série est axée N. 40° W. D'abord affectée d'un pendage N.E. de 60° à l'issue du ravin, elle devient ensuite verticale.

b. VARIATION DE FACIÈS VERS LE SUD-EST

La série de Varélios ne s'étend que jusqu'au vallon de Louch. Elle en forme seulement le versant droit, celui de gauche étant constitué par les migmatites de Valabres.

Ce sont surtout les faciès du haut du vallon de Varélios qui règnent ici, avec les gneiss à nodules de sillimanite. Ils sont particulièrement bien développés dans la crête de Gorme et le ravin de l'Infernet. La série de l'issue du vallon de Varélios avec son banc calcaire n'est plus représentée ici.

c. VARIATION DE FACIÈS VERS LE NORD-OUEST

1° Vallon de Mélangier et Serre Pralong

Ce ravin, coupé de cascades infranchissables, ne permet pas de dresser une coupe continue et sur la Serre Pralong peu d'affleurements sont réellement en place, tout le versant étant affecté de balancement de couches. Toutefois, il apparaît clairement que la série y est très analogue à celle du vallon de Varélios. Cependant les quartzites feldspathiques (ou gneiss riche en quartz) à amphibole ou pyroxène y sont plus développés, mais le banc calcaire et les gneiss à graphite sont toujours bien représentés.

2° Vallon de Bélingier

Le calcaire de la Serre Pralong (1) ne s'observe plus dans ce ravin. Il est probable qu'il s'effile sous les éboulis. Le bas du ravin montre surtout les niveaux les plus leucocrates de la succession (2 et 5) : quartzites ou gneiss pauvre en biotite; faciès lité à amphibole, grenat ou pyroxène; enfin des gneiss à biotite avec nodules de sillimanite (4).

Dès l'altitude de 1 050 mètres dominent les gneiss sombres à graphite avec quelques lentilles très minces de calcaire. Les gneiss à nodules se développent vers le haut du ravin.

3° Ravin de Méranos

Un peu en amont du confluent avec la Tinée, vers 1 090 mètres, se trouve un petit banc calcaire à albite, zoïzite et épidote avec quelques paillettes de biotite. Il pourrait correspondre à l'horizon (1). Il est suivi par la série normale des autres types décrits dans le vallon de Varélios. Mais ici, les bancs de quartzites feldspathiques (2) sont plus développés ainsi que les gneiss à biotite (3). Les gneiss à nodules de sillimanite (2) sont réduits. Le haut du ravin, depuis 1 250-1 300 mètres et jusqu'au Trias, entame la formation d'Anelle.

4° Ravins de Roya et d'Auron

La sortie de ces deux ravins est entaillée dans une série que j'attribue à celle de Varélios, bien qu'elle n'en ait pas le faciès typique. Dépourvue d'injections, elle se trouve sur le prolongement des affleurements que nous venons d'énumérer.

On voit de petits bancs, rares, de calcaire à pyroxène ou à graphite, peut-être assimilables à l'horizon (1), alternant avec des gneiss à biotite et sillimanite.

Les quartzites feldspathiques sont en général bien développés.

Vers l'amont de ces deux vallons, la série d'Anelle fait rapidement suite à la série de Varélios.

B. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

1. — CALCAIRES MÉTAMORPHIQUES À GRAPHITE

Ce faciès appelle peu de commentaires. La roche renferme presque essentiellement de la calcite en petits cristaux. De fines paillettes de graphite y sont relativement abondantes. On y trouve en outre, quelques grains de diopside et de sphène, plus rarement de l'épidote, et de l'albite.

Remarque sur le contact des calcaires avec les gneiss encaissants

Localement, sur la Serre Pralong, l'on voit le passage du calcaire aux gneiss encaissants. Celui-ci s'opère progressivement mais rapidement en 5 à 10 centimètres.

En bordure du calcaire qui est seulement à graphite, on observe une première zone très étroite (1 à 2 m) essentiellement formée de zoïzite aciculaire mâclée et en gerbes, avec quelques grains de quartz et de calcite. Elle passe à une deuxième zone de mélange où, aux minéraux précédents, s'ajoutent le diopside, le sphène et les plagioclases (An_{35}). Ceux-ci présentent une structure pœciloclastique et englobent les autres éléments, notamment le quartz qui est rare. Les pyroxènes sont remplacés par l'amphibole vert pâle; puis apparaît la biotite, tandis que les premiers minéraux formés disparaissent, sauf les plagioclases qui conservent leur structure pœciloclastique. Le graphite parsème la roche. On passe ainsi à la plagioclasite à biotite normale de la série.

Localement le graphite peut être abondant et ainsi se réalise un type de gneiss à graphite.

Nature des sédiments transformés

Le calcaire à graphite résulte sans doute de la transformation d'un calcaire contenant des matières organiques.

2. — FACIÈS FINEMENT LITÉS : GNEISS À GRAIN FIN ET QUARTZITES FELDSPATHIQUES

TYPE À AMPHIBOLE, GRENAT, PYROXÈNE

L'exemple le plus beau s'observe dans le vallon de Méranos. La roche apparaît nettement stratifiée avec les trois niveaux successifs ci-après, chacun de 1 à 2 centimètres d'épaisseur :

- (1°) à amphibole : quartzite à amphibole;
- (2°) à grenat : gneiss à grenat;
- (3°) à pyroxène : pyroxénite feldspathique.

Ces lits se répètent toujours dans le même ordre : 1, 2, 3; 1, 2, 3. Le passage 3 à 1 est brusque tandis que la succession 1, 2, 3 s'opère par transition ménagée.

(1°) Le quartzite à amphibole.

Le quartz, abondant, est en grains de grosseur variable, disséminés dans la roche; localement, il tend à se rassembler, esquissant des traînées.

L'amphibole (hornblende verte) est en cristaux non orientés englobant poeciliquement le quartz.

Les pagoclases sont rares entre les grains de quartz. Presque complètement séricitisés, ils ne peuvent être déterminés. On observe de l'épidote bien cristallisée, du sphène en beaux cristaux, de l'apatite, du grenat.

(2°) Le gneiss à grenat.

Insensiblement, mais rapidement, apparaît le grenat très abondant avec rares diopsides. Le quartz diminue; il n'y a plus d'amphibole. Le feldspath se développe. Par transition progressive se réalise ainsi un gneiss à grenat et pyroxène. Le diopside a une structure poeciloblastique.

(3°) La pyroxénite feldspathique.

Le grenat devient à son tour moins abondant et disparaît. Le quartz n'existe plus. Les plagioclases seuls demeurent, bien que réduits, ainsi que le sphène. De cette manière se réalise une pyroxénite feldspathique ou une plagio-clasite à pyroxène.

Dans l'ensemble, en lame mince, la roche ne présente pratiquement pas d'orientation.

Nature des sédiments transformés

Cette roche est donc constituée par l'alternance de lits caractérisés par la présence des minéraux : hornblende, grenat, pyroxène.

La hornblende peut naître en milieu riche en Ca, Mg et Al_2O_3 , tandis que le pyroxène ne se formera pas en présence d'un excès d'alumine.

Le niveau à amphibole correspondrait à un grès calcaireux impur, renfermant sans doute des minéraux phylliteux qui ont cédé l'alumine nécessaire à la formation de la hornblende.

L'ensemble de la composition accuse une proportion en K_2O très faible.

La pyroxénite (ou le gneiss à pyroxène) dérive d'un calcaire impur moins alumineux. La magnésie est toujours en faible proportion. Le sphène, abondant, témoigne de la présence de TiO_2 dans la roche initiale.

Cette série résulterait donc de la transformation des dépôts sédimentaires suivants :

- 1° Faciès à amphibole : grès calcaireux impur;
- 2° Faciès à grenat : schistes un peu calcaires;
- 3° Faciès à pyroxène : calcaire impur plus ou moins gréseux.

Elle témoignerait de rythmes de sédimentation et peut-être de subsidence.

TYPE A AMPHIBOLE ET BIOTITE

La roche nettement stratifiée est constituée de lits alternants. Leur succession paraît être la suivante :

1. Niveau à biotite et grenat (gneiss à plagioclase, à grain fin)..... 1 centimètre
2. Amphibolite feldspathique. La zone de contact avec le gneiss est riche en quartz.. 5 millimètres
3. Plagioclasite à amphibole..... 3 millimètres

Le grenat est toujours présent, le sphène en général très abondant.

Cette succession se répète dans l'ordre suivant : 1, 2, 3, 2, 1, 2, 3, 2 ... etc., l'ensemble du banc atteint parfois 2-3 mètres.

Nature des niveaux sédimentaires transformés

La roche finement litée évoque l'alternance de schistes argileux et de schistes calcaréo-magnésiens (hornblende) avec intercalations de niveaux riches en quartz.

Le rythme de sédimentation est différent du précédent.

3. — GNEISS SOMBRES À BIOTITE ET GRAPHITE

Suivant l'abondance du quartz, ils se présentent sous deux faciès passant insensiblement de l'un à l'autre, avec les mêmes minéraux, savoir :

Quartz.
Oligoclase An_{20-35} .

Biotite.
Sillimanite variété fibrolite.
Graphite très abondant.

Accessoirement on observe de rares cristaux de disthène ou de staurotide et des grenats. Le zircon, toujours présent, donne des auréoles dans les biotites. Il existe aussi de l'apatite. Ces roches, encore nettement stratifiées, sont pratiquement dépourvues de schistosité cristallophyllienne.

Le type riche en quartz (analyse n° 19) est à grain très fin. Il offre souvent une biotite à structure pœciloclastique. Celle-ci est mal orientée, mais tend à s'étaler dans un plan; toutefois les lamelles perpendiculaires ne sont pas rares. La sillimanite est en touffes ou en gerbes. Le graphite parsème la roche. Localement, le quartz prédominant nettement sur les feldspaths, la roche passe à un *quartzite feldspathique*. Les plagioclases sont parfois assez basiques : An_{35} .

Le type pauvre en quartz (analyse n°s 11⁽¹⁾ et 82) montre non seulement le développement pœciloclastique de la biotite mais aussi et surtout celui des plagioclases.

La biotite, abondante, est en larges plaques dépourvues d'orientation et en désordre. Elle peut être *légèrement ondulée*, comme plissée. Rarement, la muscovite en petites lames s'associe à la biotite. La sillimanite, en fibres allongées, est toujours présente en faible quantité. Le graphite est disséminé. Le quartz, rare, peut faire défaut et la roche réalise alors le type d'une *plagioclasite*.

(1) Ces numéros se rapportent au tableau des analyses chimiques placé à la fin de cet ouvrage.

Composition chimique. — Nature des sédiments transformés

Trois analyses chimiques ont été effectuées sur ces gneiss : les n^{os} 11 et 82 concernent des gneiss pauvres en quartz, le n^o 19 le type riche en quartz.

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅	C
N ^o 11.....	63,10 258	16,05 37	1,15	5,10 37	0,10	2,67 0,43	2,22 9	3,30 17	2,10 0,29	0,75	0,13	
N ^o 82.....	63,50 198	14,03 33	0,63	5,29 43	0,09	4,08	1,50 6	3,64 18	1,62 0,2	0,93	0,04	0,85
N ^o 19.....	75,95 477	10,68 40	0,05	3,56 33	0,05	1,83	2,45 16	0,50 11	2,05 0,76	0,80	0,11	

Ces analyses soulignent bien les caractères que nous avons indiqués :

Richesse en Al₂O₃ qui se traduit par la présence de la sillimanite.

Pauvreté en CaO, en SiO₂, pour les gneiss n^{os} 11 et 82.

Mais ce qui frappe pour ces derniers, c'est la valeur des paramètres *alk* et *k*. La proportion Na₂O est nettement supérieure à celle de K₂O.

Or, les schistes et, par suite, les micaschistes et les gneiss para qui en dérivent, ont une teneur en K₂O plus forte qu'en Na₂O (Twenhofel, 1950; Pettijohn, 1949).

S'agit-il d'un enrichissement en Na₂O par métasomatose ? L'analyse n^o 19 qui est celle d'un gneiss des niveaux intercalaires, nous montre au contraire une proportion normale de K₂O. Il me semble difficile d'admettre une métasomatose qui, dans une série litée, aurait atteint seulement certains bancs. Je crois plutôt que cette composition est due à la nature du sédiment transformé.

Il est assez difficile de déterminer actuellement la cause de la présence de cet excès de soude. F. J. Pettijohn [15] indique, pour de tels sédiments, deux types d'origine : schistes dérivant de dépôts glaciaires, et schistes à éléments volcaniques.

Quoi qu'il en soit de l'origine exacte de ces roches, la série comportait une alternance irrégulière de schistes et de schistes gréseux. Ceux-ci ont dû contenir des matières organiques peu abondantes, peut-être, mais dont la présence est révélée dans les analyses par le carbone et le soufre.

4. — GNEISS À NODULES DE SILLIMANITE (analyses n^{os} 9 et 10) (pl. II, fig. 1 et 2)

Les gneiss se présentent ici aussi sous deux faciès suivant leur richesse en quartz. Ils contiennent les mêmes éléments que les gneiss précédents, mais la sillimanite est abondante et le graphite rare. La biotite est plus développée. Leur composition minéralogique est la suivante :

Quartz.
Oligoclase An₃₅₋₃₀.

Biotite.
Sillimanite variété fibrolite formant des nodules.
Graphite rare.
Apatite.

On observe accessoirement de rares grenats; le zircon est toujours présent et donne des auréoles pléochroïques dans la biotite. Il y a généralement un peu d'apatite.

Le quartz, relativement peu abondant, est en moins grande quantité que les feldspaths. En certains points,

il se ramasse et forme avec la sillimanite des nodules visibles à l'œil nu dans la roche. La sillimanite est disposée en gerbe et les fibres extérieures traversent le quartz.

Le reste de la roche est constitué par des plagioclases avec quelques grains de quartz en structure grano-blastique. La biotite, plus ou moins abondante, mal orientée, a cristallisé parfois en grandes lames à développement pœciloclastique. La sillimanite, en particulier dans les types pauvres en quartz, peut lui être associée à axes parallèles. La muscovite n'est que présente.

Dans les types dépourvus de quartz, la biotite est toujours abondante ainsi que la sillimanite : la roche devient alors une plagioclasite à biotite et sillimanite.

Ces gneiss à nodules alternent avec des niveaux à grains très fins, riches en quartz, dépourvus en général de sillimanite. La biotite y est rare. La roche correspond souvent à un quartzite feldspathique. Elle est relativement riche en graphite.

Composition chimique. — Nature des sédiments transformés

Les deux types extrêmes ont été analysés : l'un pauvre en quartz est presque une plagioclasite (n° 9), l'autre est un gneiss normal (n° 10). Enfin l'analyse n° 83 représente un type moyen des gneiss à grain fin, intercalaires.

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂ <i>ti</i>	P ₂ O ₅	C
N° 9.....	60,25 215	18,35 39	0,95	6,40 41	0,03	3,65 0,47	1,50 6	2,35 14	2,75 0,43	1,06 3	0,21	
N° 10.....	72,60 373	12,85 39	1,65	3,45 31	0,07	1,15 0,28	1,65 9	2,10 21	3,20 0,5	0,60 2	0,13	
N° 83.....	72,92 465	9,97 33	1,00	2,61 35	0,06	1,94	1,00 7	2,78 25	1,94 0,31	0,77	0,24	0,87

L'analyse n° 9 est très voisine de celle des gneiss précédents nos 11 et 82, à ceci près que les alcalins sont sensiblement égaux. Il s'agissait donc à l'origine d'un schiste peut-être riche en kaolinite.

Le gneiss n° 10 est non seulement plus riche en SiO₂, mais la proportion de Al₂O₃ y reste élevée. La roche initiale était donc un schiste gréseux. La proportion de Na₂O et K₂O est ici normale.

L'échantillon n° 83 révèle de nouveau l'inversion du rapport de la soude à la potasse. Ici aussi, un élément sodique existait dans la roche initiale; le minéral phylliteux n'était guère potassique et devait plutôt appartenir aussi au groupe de la kaolinite.

Les considérations géologiques générales auxquelles conduisent les études pétrographiques exposées ci-dessus seront commentées dans le paragraphe III de ce chapitre.

II. — SÉRIE DE FOUGIERET

La série de Fougieret forme une étroite bande au bas du versant gauche de la Tinée. On la suit depuis l'amont du Bourguet jusqu'à l'aval de la Blache.

Les dislocations alpines qui ont affecté le massif cristallin se traduisent dans ces parages par des coins de Trias pincés dans les terrains anciens très écrasés à leur contact.

La limite supérieure de la série de Fougieret est située dans ces accidents, car au-dessus des coins de grès et de cargneules apparaît la série d'Anelle dont les rapports avec la précédente sont ainsi totalement masqués.

Ce versant est partiellement couvert de cultures établies sur des éboulis ou du fluvio-glaciaire. Les ravins orientés du nord-est au sud-ouest et qui aboutissent à la Tinée ne donnent, en général, que de mauvaises coupes. En outre, les roches, même en dehors des zones de synclinaux de Trias, sont toujours plus ou moins écrasées.

La série de Fougieret est, dans l'ensemble, assez monotone. Elle est dépourvue de sillimanite et en général de graphite.

La meilleure coupe peut être faite selon le versant gauche du vallon de Fougieret (fig. 5), et donne de bas en haut la succession ci-après :

1. *Faciès lités* comportant les types suivants en bancs alternants de 4 à 50 mètres : 170 mètres.
Gneiss à biotite passant à des *plagioclases à biotite*;
Quartzites feldspathiques à biotite et grenat;
Quartzites feldspathiques (ou gneiss) à amphibole ou pyroxène, souvent leucocrates.
2. *Faciès lités à amphibolites* sous les types suivants : 250 mètres.
Amphibolites feldspathiques en bancs de 10 à 40 mètres;
Gneiss à biotite rarement à muscovite en bancs de 30 à 80 mètres⁽¹⁾.

Cet ensemble est affecté d'un pendage E de 30 à 45°.

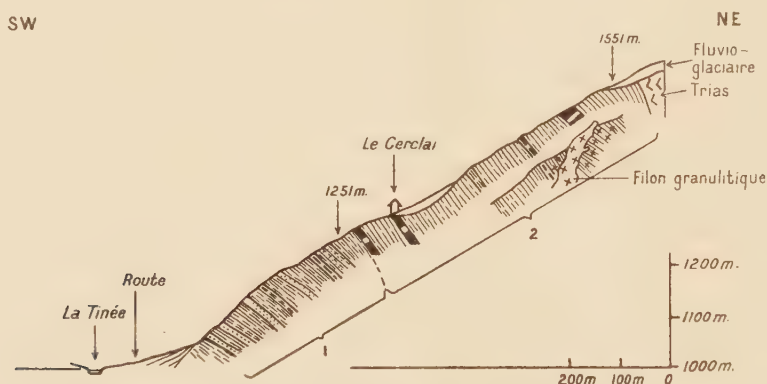


FIG. 5. — Coupe selon le vallon de Fougieret. Légende dans le texte.

A. — ÉTUDE RÉGIONALE

a. SUD-EST DU VALLON DE FOUGIERET

La série de Fougieret se poursuit vers le sud-est jusqu'à l'aval de la Blache, formant le bas des versants sous les synclinaux de Trias. Mais elle devient plus monotone, les amphibolites passent à des gneiss à amphibole, les quartzites à des gneiss, et l'écrasement devient plus intense.

Dans les gneiss à biotite du ravin de la Blache, s'intercale une lentille de 1 mètre de long sur 5 à 10 centimètres d'épaisseur d'un calcaire à diopside auquel est associée une pyroxénite feldspathique à grenat.

Au sud-sud-est du vallon de la Blache dans la zone d'arrachement au sud-ouest d'Arraïs, les gneiss sont lardés de filons aplitiques, tantôt obliques, tantôt parallèles à la schistosité. Au contact, les gneiss se chargent en feldspath alcalin et peuvent réaliser localement le faciès des embréchites litées comme dans le vallon de Fougieret.

Vers l'aval, au sud-est d'Arraïs, dès la cote 983, la série de Fougieret, très écrasée, disparaît. C'est la série de Valabres qui se montre ici et régit aux deux versants de la vallée.

⁽¹⁾ Dans le haut du versant, vers 1 470 mètres, s'observe un filon massif de granulite à grain fin hololeucocrate qui surgit dans les gneiss à biotite. Ceux-ci, au contact et jusqu'à une centaine de mètres, se chargent en feldspath alcalin et prennent localement le faciès d'embréchite litée.

b. NORD-OUEST DU VALLON DE FOUGIERET

La série de Fougieret se continue également vers le nord-ouest, formant, toujours sous le Trias, le bas des versants. Elle disparaît en amont du Bourguet, vers le confluent du torrent de Rabuons. Elle est très écrasée, comme d'ailleurs les migmatites d'Anelle qui règnent plus au nord-ouest au-dessus du Trias et il est souvent impossible de les distinguer.

Il y a peu de variations par rapport à la coupe du vallon de Fougieret. Le faciès lité à amphibolite (2) est bien représenté jusqu'au Bourguet, où il disparaît sous les alluvions de la Tinée. Les gneiss et quartzites qui leur deviennent subordonnés sont seulement plus monotones.

B. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

1. — FACIÈS LITÉ À QUARTZITES FELDSPATHIQUES

(1 de la coupe du vallon de Fougieret).

Cet ensemble est nettement stratifié et comporte des bancs alternant irrégulièrement de 4 à 50 mètres d'épaisseur.

Gneiss à biotite.

Ils sont généralement à grain fin et de composition normale; cependant on peut rencontrer des plagioclases à biotite, dépourvues de quartz.

Les minéraux principaux sont :

Quartz.

Biotite.

Oligoclase An_{20-30} .

Accessoirement, on observe : grenat, apatite, zircon, sphène.

La biotite est à peu près alignée, la roche montre une schistosité cristallophyllienne nette, concordante avec la stratification.

Quartzites feldspathiques à biotite et grenat.

Les roches de ce type ont la même composition minéralogique que le gneiss à biotite, mais le quartz y est extrêmement abondant et le plagioclase n'est qu'un élément accessoire. Elles sont souvent très riches en grenats.

Quartzites feldspathiques (ou gneiss) à amphibole ou à pyroxène.

Ces roches se présentent en bancs séparés ou étroitement associées donnant un faciès finement stratifié en lits alternants de 3 à 4 centimètres, soit à amphibole, soit à pyroxène.

Dans tous les cas elles contiennent les mêmes minéraux, savoir :

Quartz abondant.

Hornblende verte ou diopside.

Plagioclase.

Sphène.

Grenat.

Accessoirement : apatite, calcite, épidote, chlorite provenant sans doute de biotite. Le quartz est irrégulièrement réparti.

Dans certains cas, la roche est moins riche en quartz et prend le faciès d'un gneiss à amphibole ou à pyroxène, mais en général à grain fin.

Le niveau à pyroxène est fréquemment leucocrate.

Nature des sédiments transformés

Le gneiss à biotite provient d'un *schiste banal* plus ou moins gréseux, pouvant même être dépourvu de quartz (plagioclase).

Le quartzite à biotite résulterait de la transformation d'un grès à ciment phylliteux ou d'un grès psammitique.

Les quartzites à amphibole dériveraient des grès à ciment calcaire, mais en outre phylliteux car l'amphibole demande une certaine proportion de Al_2O_3 . Lorsque ce matériel phylliteux est abondant, c'est-à-dire dans le cas d'un schiste calcaireux, le métamorphisme conduit à un gneiss à amphibole.

Les quartzites à pyroxène proviendraient de grès uniquement à ciment calcaire, pauvre en éléments phylliteux.

Le gneiss à pyroxène aurait été à l'origine un grès feldspathique à ciment calcaire.

2. — FACIÈS LITÉ A AMPHIBOLITES

Il comporte des bancs de gneiss à biotite et des bancs d'amphibolites feldspathiques.

Les gneiss à biotite sont tout à fait analogues à ceux de la série précédente.

Les amphibolites feldspathiques sont soit massives, soit litées. Les deux types renferment les mêmes minéraux.

Plagioclase An_{30-40}

Hornblende verte.

Sphène très abondant.

Accessoirement : grenat, apatite, épidote.

Les amphibolites litées sont formées de lits alternant régulièrement, les uns à plagioclase, les autres à amphibole. S'agit-il d'une disposition originelle ou d'une ségrégation sélective au cours du métamorphisme ? En fait, dans cette série à amphibolites, je connais des niveaux lités et d'autres qui ne le sont pas. Je serais tentée, du moins pour ce cas, d'y voir l'effet d'une stratification originelle.

Composition chimique. — Nature des sédiments transformés

Amphibolites. — La seule analyse que je possède est celle d'une amphibolite recueillie au versant gauche du vallon de Fougieret.

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅	<i>c fm</i>
N° 87.....	51,75 139	15,65 25	1,95	8,90 41	0,14	4,70	8,95 25	2,65 9	1,10 0,2	2	0,28	0,61

Si, pour caractériser cette roche, nous nous reportons aux triangles de P. NIGGLI, le rapport c/fm nous conduit au groupe IV [7, p. 34]. La roche se situerait dans le voisinage des gabbros, proche toutefois du secteur des roches sédimentaires.

Or ces amphibolites, parfaitement litées, sont interstratifiées dans la série des paragneiss.

Dans une note récente, P. LAPADU-HARGUES [214] a calculé la composition-type moyenne des ortho et des para-amphibolites et a montré, en particulier, que les roches plus riches en CaO et MgO provenaient sans doute de la transformation de roches sédimentaires ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ La composition moyenne des deux types peut s'exprimer en paramètres de P. NIGGLI de la manière suivante :

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>mg</i>
Type para.....	115	22	41	25	7	0,55
Type ortho.....	115	22	51	21	6	0,42

La comparaison des paramètres (ou des % moléculaires) montre que l'amphibolite étudiée ici se range dans les para-amphibolites, bien que pauvre en MgO et plus riche en FeO que le type moyen de P. LAPADU-HARGUES.

Cette roche résulterait de la transformation soit d'un niveau calcaire magnésien impur, soit d'une marne peut-être gréseuse, soit d'un grès calcaireux. Le fer, relativement abondant, souligne la nature complexe du sédiment initial et indique peut-être la présence d'éléments d'origine volcanique.

Gneiss à biotite. — Ce gneiss dérive d'un schiste plus ou moins gréseux.

La série litée correspond donc à l'alternance de schistes gréseux et de schistes calcaréo-magnésiens ou de marnes gréseuses.

III. — RAPPORTS DES DEUX SÉRIES ENTRE ELLES

La série de *Varélios* montre une succession de faciès cristallophylliens correspondant à une suite de roches sédimentaires que l'on peut paralléliser comme suit :

ROCHES MÉTAMORPHIQUES	ROCHES SÉDIMENTAIRES ORIGINELLES
<i>Calcaire métamorphique à graphite</i>	<i>Calcaire à matière organique</i>
<i>Niveaux finement lités à :</i>	<i>Lits alternant de :</i>
a. 1. Amphibole;	a. 1. Grès calcaireux impur;
2. Grenat;	2. Schiste un peu calcaire;
3. Pyroxène.	3. Calcaire impur plus ou moins gréseux;
b. 1. Amphibole;	b. 1. Schiste ou grès calcaréo-magnésien;
2. Biotite.	2. Schiste banal.
<i>Gneiss sombres en bancs alternants plus ou moins riches en quartz.</i>	<i>Bancs de schistes pélitiques, peut-être noirs (matière organique), alternant avec des schistes gréseux.</i>
<i>Gneiss à nodules de sillimanite alternant avec des quartzites feldspathiques.</i>	<i>Schistes comportant peut être de la kaolinite, alternant avec des grès à ciment phylliteux et débris de matière organique.</i>

Cet ensemble est caractérisé par la présence constante de graphite et de sillimanite. Ce dernier minéral indique un métamorphisme relativement profond.

D'autre part, nous avons observé un défaut d'orientation des minéraux, une schistosité cristallophyllienne peu nette ou mal réalisée, qui, localement, semble oblique à la stratification. Il n'est pas interdit de penser que ces anomalies sont dues à ce que les terrains se sont plissés durant le métamorphisme général.

La série de *Fougieret*, plus monotone, offre une suite de roches cristallophylliennes provenant de la transformation d'une succession de niveaux sédimentaires que l'on peut résumer comme suit :

ROCHES MÉTAMORPHIQUES	ROCHES SÉDIMENTAIRES ORIGINELLES
<i>Faciès lité à quartzite feldspathique comportant :</i>	<i>Faciès lité :</i>
1. Gneiss à biotite;	1. Schistes banals plus ou moins gréseux
2. Quartzite (ou gneiss) à biotite et grenat;	2. Grès à ciment phylliteux avec un peu de calcaire;
3. Quartzite (ou gneiss) à amphibole et	3. Grès à ciment calcaréo-magnésien phylliteux, ou schistes calcaireux et
Quartzite (ou gneiss) à pyroxène.	Grès à ciment calcaire ou grès feldspathique à ciment calcaire.
<i>Faciès lité à amphibolites comportant :</i>	<i>Faciès lité en gros bancs :</i>
Gneiss à biotite;	Schistes plus ou moins gréseux;
Amphibolite.	Niveau calcaréo-magnésien phylliteux et gréseux.

La série de Fougieret est presque dépourvue de graphite; la sillimanite y est rare sinon absente. La schistosité cristallophyllienne est nette, mais peu accusée.

Les séries de Varélios et de Fougieret sont donc toutes deux constituées par des gneiss dérivant de dépôts sédimentaires lités, mais qui diffèrent sensiblement quant à leur constitution lithologique. D'une manière générale, la série de Varélios correspond à un ensemble plus schisteux que celui de Fougieret et comprend, en outre, des bancs calcaires qui n'ont pas d'équivalent de l'autre côté de la Tinée.

Leurs rapports structuraux réels sont masqués soit par les alluvions de la Tinée, soit par les dislocations qui ont affecté surtout la série de Fougieret, lors des mouvements alpins.

Il ne semble pas que ces séries puissent être interprétées, à première vue, comme représentant les deux flancs d'un synclinal.

* * *

FORMATION D'ANELLE

SÉRIE D'ANELLE. — SÉRIE DE VALABRES. — SÉRIE D'IGLIÈRE

La formation d'Anelle s'étend de part et d'autre de la série Varélios-Fougieret. Elle forme, ainsi, deux bandes allongées du nord-ouest au sud-est. L'une au sud-ouest, très étroite, disparaît sous la couverture sédimentaire du massif cristallin. L'autre au nord-est, large de 1 à 5 kilomètres, est plus importante. Elle s'étend vers l'est, jusqu'au gneiss de Rabuons.

Cet ensemble est constitué par des migmatites plagioclasiques, où l'on peut distinguer trois termes ⁽¹⁾ :

La série d'Anelle est caractérisée par des migmatites très riches en micas, biotite et muscovite, avec ou sans sillimanite. Son aspect est variable.

La série de Valabres comprend des migmatites assez homogènes, relativement pauvres en micas, et de gros bancs d'amphibolites, notamment ceux d'Isola et de la crête de Gravières.

La série d'Iglière correspond à une diorite quartzique aux éléments alignés, roche que j'ai appelée une diorite-migmatite (et que J. JUNG et M. ROQUES [199] nommeraient diorite stratoïde).

Nous donnerons d'abord la répartition régionale de la formation d'Anelle, en indiquant la situation des différentes séries les unes par rapport aux autres, puis leur étude pétrographique.

I. — ÉTUDE RÉGIONALE (pl. 2, fig. 1)

A. — NORD-OUEST DE SAINT-ÉTIENNE-DE-TINÉE : CIME D'ANELLE, ROCHE IGLIÈRE (fig. 6)

Saint-Étienne-de-Tinée est dominé vers le nord-nord-ouest par la Roche Iglière et la cime d'Anelle (1 842 m), éperon qui sépare le vallon de l'Ardon et la vallée de la Tinée. Ce mouvement de terrain est principalement constitué par des « gneiss » sur lesquels s'appuie le Trias, assez redressé et plissé.

Une coupe sud-ouest-nord-est par la cime d'Anelle montre, au contact du Trias, une bande de gneiss micacés ou migmatites d'Anelle (fig. 6) qui s'étend jusqu'à la cime d'Anelle. Lui font suite

⁽¹⁾ J'avais antérieurement [122 bis] limité le terme de formation d'Anelle aux séries d'Anelle et de Valabres, mais la diorite-migmatite d'Iglière est étroitement associée à la série d'Anelle tant du point de vue pétrographique que sur le terrain. Ces trois séries doivent donc être groupées en un même ensemble.

vers le nord-est, les migmatites de la série d'Iglière. Elles se développent vers l'est et forment la Roche Iglière.

100 mètres à l'est de la cime d'Anelle apparaît, au milieu de la série d'Iglière, une bande d'amphibolite axée nord-ouest-sud-est. Décalée par deux petites failles, elle s'étend vers le sud-est jusqu'à la cote 1799, puis disparaît complètement.

Le bisse⁽¹⁾ qui domine la Tinée vers 1 200 mètres d'altitude, coupe la série d'Iglière et y montre des intercalations locales de deux types : d'une part une lentille plus micacée du faciès des



FIG. 6. — Schéma géologique de la région nord de Saint-Étienne-de-Tinée.

migmatites à sillimanite d'Anelle, et d'une autre part, une roche très riche en quartz. Ces lentilles représentent des vestiges de la série d'Anelle non complètement transformée.

Au nord de la roche Iglière, nous retrouvons les migmatites d'Anelle qui règnent jusqu'à la vallée de Saint-Dalmas-le-Selvage, mais qui admettent encore deux petites passées de la série d'Iglière.

Au sud de la roche Iglière, sur le versant dominant la Tinée, vers Saint-Étienne, on passe insensiblement à des migmatites à deux micas du type de la série d'Anelle. Celles-ci ont été écrasées lors des mouvements alpins.

1 kilomètre au nord-ouest de Saint-Étienne, en bordure de l'Ardon, émerge du fluvio-glaciaire, une amphibolite qui est accompagnée vers l'ouest, sous le Trias transgressif redressé, par des gneiss à amphibole.

B. — RÉGION AU NORD-EST DE LA SÉRIE VARÉLIOS-FOUGIERET

1^o VERSANT GAUCHE DE LA VALLÉE DE LA TINÉE JUSQU'AU VALLON DE CHASTILLON

Les migmatites d'Iglière, encadrées par la série d'Anelle, se prolongent vers le sud-est, au versant gauche de la Tinée, jusqu'au mont Pela au sud du vallon de Chastillon.

Cette région est en général couverte d'éboulis et de fluvio-glaciaire et se prête mal à une étude de détail.

(1) Le terme de « canal d'irrigation » employé dans les Alpes-Maritimes étant trop long, j'utiliserai dans cet ouvrage le mot valaisan de *bisse*, que tous les géologues alpins connaissent.

La série d'Iglière, qui constitue une unité très nette, y dessine une bande large de 200 à 250 mètres. Située entre 1 150-1 400 mètres au vallon du Ténibres, elle est coupée par le ravin de Rabuons vers 1 300-1 400 mètres et passe ensuite par la crête de Ciabraires à 1 700-1 800 mètres, elle se maintient aux environs de cette altitude jusqu'aux monts Palastro et Pela à l'est d'Isola. Affectée d'un pendage nord-est de 60° à 70° au versant droit du vallon de Ténibres, elle est déversée vers le sud-ouest dans la crête de Duminière et inclinée seulement de 30° à 45° au nord-est. A hauteur des synclinaux de Trias, au nord de la Blache, le pendage est seulement de 15° nord-est. Cette disposition tectonique résulte des mouvements alpins. On leur doit aussi les écrasements qui l'affectent et notamment les froissements que l'on observe au contact des migmatites d'Anelle, froissements dus à la différence de plasticité des deux roches.

La série d'Iglière est toujours concordante avec les migmatites d'Anelle qui l'encadrent.

Au nord-est de la série d'Iglière, celle d'Anelle forme une bande continue, mais d'épaisseur variable (pl. 2, fig. 1).

A hauteur du vallon de Ténibres, elle affleure sur 1 400 mètres, pour se réduire à 200-300 mètres au nord de la Blache, comme dans le vallon de Chastillon. Bien que cette série ait été manifestement écrasée, lors de l'orogénie alpine, il ne semble pas que les seuls mouvements tectoniques puissent rendre compte de cette variation. Il doit s'agir d'une réduction d'épaisseur de la série sédimentaire originelle.

La série d'Anelle conserve, de bout en bout, le même type caractérisé par l'abondance des micas et admet des lentilles soit de gneiss à amphiboles, soit d'amphibolites feldspathiques. Cette disposition en affleurements discontinus peut résulter soit d'une répartition primitive, soit du phénomène de boudinage décrit en détail par E. WEGMANN [342] ⁽¹⁾.

Vers le haut du versant les migmatites d'Anelle passent insensiblement, sans limite nette, à celles de Rabuons.

Au sud-ouest de la série d'Iglière, les migmatites d'Anelle ne forment qu'une étroite bande de 500 à 1 000 mètres. Elles sont dépourvues de sillimanite et comportent, ici, des horizons d'amphibolite peu continus, mais plus nombreux qu'au nord-est.

Enfin, notons la présence d'une lentille d'éclogite au nord d'Assuéros.

La série d'Anelle est bordée, au sud, par celle de Fougieret, jusqu'à la Blache. Dès l'aval de ce hameau s'intercale entre elles la série de Valabres, que nous verrons se développer dans le versant droit de la Tinée. Elle occupe ici le bas du flanc gauche jusqu'en amont d'Isola. Assez monotone, elle admet cependant une petite lentille de calcaire à graphite sur le chemin muletier qui, de la grand'route, monte vers Arrais.

Un banc important d'amphibolite est situé à la limite entre les migmatites d'Anelle et de Valabres, il est relayé plus au sud, au versant droit de la Tinée, par celui du pont d'Isola.

2° VALLÉE DE LA TINÉE D'ISOLA À L'AMONT DE SAINT-SAUVEUR-SUR-TINÉE

La série de Varélios-Fougieret disparaissant à l'ouest sous les terrains sédimentaires, la formation d'Anelle règne seule aux deux versants de la vallée. Elle s'enfonce, au sud, sous la couverture sédimentaire, dès l'amont de Saint-Sauveur-sur-Tinée.

La série d'Anelle, bien visible autour d'Isola, forme une bande étroite entaillée par la Tinée et ne s'élevant que de 400 à 500 mètres au-dessus de la rivière. A hauteur du Rio Claunis, les migmatites d'Anelle réduites à quelques centaines de mètres n'affleurent plus que sur la rive gauche, à l'est de l'amphibolite du pont d'Isola. Celle-ci, recoupée par la Tinée à hauteur des ruines Capannoni, se continue sur la rive gauche dans la région d'Ungriagne vers 1 000 mètres, puis atteint la vallée

⁽¹⁾ Le terme *boudinage* fut créé par M. LOHEST pour désigner la structure de certains bancs de grès dans la région de Bastogne. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, XXXV, p. 351-434, 1909.

de Mollières, vers Perablancia. Le versant sud du vallon de Mollières, au revers nord de la crête de Pramaret, est couvert de forêts et il ne m'a plus été possible d'y suivre ces unités.

Les migmatites d'Anelle admettent ici des horizons à amphibole, voire des amphibolites, soit en bandes continues que l'on peut suivre sur quelques kilomètres, soit en lentilles; la coupe de la Tinée en permet l'observation le long de la route, tandis que les versants souvent assez couverts et difficiles d'accès ne les révèlent pas.

La série de Valabres qui apparaît au nord sur la rive gauche, en amont d'Isola, prend rive droite un grand développement. Elle occupe tout le versant tinéen et s'étend du nord-ouest au sud-est des abords d'Isola, jusqu'au sud-est des rochers de Valabres où elle s'engage sous le Permien.

Vers l'est elle passe insensiblement à la série d'Anelle. La limite entre ces deux formations correspond approximativement à la bande d'amphibolite du pont d'Isola.

Vers l'ouest, la série de Valabres est limitée par celle de Varélios que nous avons étudiée plus haut. Il n'est malheureusement pas possible de connaître leurs rapports.

Les migmatites de Valabres, très dilacérées, sont couvertes de belles forêts (bois de Malbosc, bois de Valabres) et ne se prêtent pas à une étude de détail. Aucun trait particulier n'y apparaît; elles semblent assez monotones. Cependant elles admettent des amphibolites. Le banc le plus important, concordant avec les migmatites encaissantes, est celui de la crête de Gravières qui apparaît dans le vallon de Lecia. Il est d'abord axé nord-ouest-sud-est, puis dans le vallon de Louch vers le sud jusque sous le Trias du mont Gravières. Au sud, au versant nord du vallon de Longon, on retrouve des amphibolites; la principale bande, située à l'est de la cime de Spisous, est peut-être la continuation de celle de la crête de Gravières. Au sud du vallon de Longon, la série de Valabres épouse le brusque changement de direction, nord-sud à est-ouest, des amphibolites. Elle reprend ensuite sa direction initiale et forme, alors, le bas des deux versants de la Tinée.

C. — RÉGION AU SUD-UEST DE LA SÉRIE DE VARÉLIOS-FOUGIERET

Depuis l'aval de Saint-Étienne-de-Tinée jusqu'au vallon de Tourn, la formation d'Anelle forme une étroite bande entre la série de Varélios et la couverture sédimentaire du massif cristallin. Mais le cristallophyllien est souvent très écrasé, altéré et, par suite, indéterminable; ce n'est qu'avec doute que l'on peut le rapporter à telle ou telle série.

Dans le vallon d'Auron, à l'aval du Permo-Houiller, entre 1 300 et 1 130 mètres, le torrent entaille sur 800 mètres environ, la formation d'Anelle. Elle y est constituée par une étroite passée de la série d'Iglière encadrée par les migmatites d'Anelle. Cet ensemble, plus ou moins masqué par les éboulis et le Trias, se suit vers le sud au revers nord-est de la crête du col de Blainon. Il apparaît, notamment, dans la grande zone d'arrachement à l'ouest de la Chapelle-Saint-Sauveur, où une amphibolite⁽¹⁾ est associée aux migmatites d'Iglière. Le cristallophyllien est, ici, fortement écrasé.

Le ravin de Roya coupe, à l'aval du torrent de Burente, la prolongation méridionale de la formation d'Anelle. La série d'Iglière comporte, ici aussi, un horizon d'amphibolite au Tolondet. Les migmatites d'Anelle qui l'encadrent admettent également des niveaux à amphibole.

En amont du ravin de Burente, vers le village de Roya, une boutonnière anticlinale fait réapparaître le cristallophyllien. Celui-ci est très altéré, pratiquement indéterminable; il semble cependant que l'on puisse le rapporter à la série d'Anelle.

Enfin plus au sud, la série d'Iglière du Tolondet et les migmatites qui l'encadrent se suivent au revers nord du mont Pélevo dans le versant de la Tinée, jusqu'au sud-est du vallon de Méranos⁽²⁾ et disparaissent sous le Trias au ravin de Tourn. •

(1) Cette amphibolite, très écrasée et altérée, est en certains points fortement magnétique.

(2) Dans ce vallon, vers 1 450-1 500 mètres, les migmatites d'Anelle sont recoupées par un filon de granite à grain fin; au voisinage, elles se changent en feldspath alealin et certains lits montrent une accumulation de cristaux de tourmaline.

II. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Nous étudierons séparément les trois séries de la formation d'Anelle dans l'ordre suivant :

- A. Série d'Anelle;
- B. Série de Valabres;
- C. Série d'Iglière.

Elles ont été affectées par une métasomatose calco-sodique et réalisent le faciès des migmatites plagioclasiques. La série d'Iglière est le terme extrême de la transformation; la roche acquiert la composition d'une diorite quartzique où cependant les biotites sont encore alignées.

Après la migmatisation elles ont été recoupées par des filonnets microscopiques de feldspaths potassiques. Ceux-ci sont toujours en rapport avec la présence de filons granitiques à grain fin ou avec la proximité des gneiss œillés de Rabuons.

A. — LA SÉRIE D'ANELLE

Nous décrirons successivement les différents types de migmatites, savoir :

- 1. le faciès type;
- 2. le faciès rubané;
- 3. le faciès hétérogène.

1. *Le faciès type* (pl. II, fig. 2-3) pourrait être défini comme un « gneiss injecté lit par lit » ou une embréchite litée ou amygdalaire. C'est un « gneiss » très micacé, à deux micas. Le matériel calco-sodique s'y dispose tantôt « lit par lit » entre les feuillets de la roche, tantôt sous forme d'yeux ou d'amygdales complexes irrégulièrement répartis et constitués soit par un porphyroblaste de feldspath, soit le plus souvent par du quartz et des plagioclases.

Le feuillet micacé

La structure en est très largement feuilletée par suite du développement considérable des micas, qui sont disposés en grandes lames étalées suivant la schistosité de la roche. Quartz et feldspath — ou plus rarement quartz seul — occupent les lits entre les micas, mais n'offrent aucune régularité, ni quant à la taille des cristaux, ni quant à leur répartition.

Les minéraux sont :

Quartz.	Biotite et muscovite.	
Oligoclase An_{25-30}	Sillimanite.	Seulement dans le faciès au nord de la série d'Iglière.
	Grenat.	

Accessoirement, on observe de l'apatite, du sphène, du zircon ou de la phénacite; ces derniers donnent dans les biotites des auréoles pléochroïques.

La biotite est généralement prédominante, mais vers et au contact de la série d'Iglière, la muscovite est plus développée et se trouve au moins dans les mêmes proportions que la biotite.

Le quartz est très peu abondant.

Le plagioclase est en général l'oligoclase An_{30} ; de rares échantillons donnent soit An_{10-15} , soit un type plus basique atteignant An_{45} , mais il n'est guère possible de savoir si ce plagioclase relève ou non de l'injection.

La sillimanite, en gerbes ou plus généralement en fibres fines et très longues, est associée à la biotite,

parfois à la muscovite. Elle est souvent très abondante et forme avec la biotite, les lits micacés, tandis que la proportion en muscovite diminue. Les fibres fines de sillimanite se voient dans le quartz, rarement dans les plagioclases.

Le grenat est peu abondant, mais presque toujours présent dans le faciès à sillimanite.
Localement on observe des cristaux résiduels de disthène.

Le faciès à sillimanite se développe surtout au nord-est, vers la série de Rabuons, depuis Saint-Étienne jusqu'au vallon de Chastillon. Il est indépendant de la série d'Iglière (pl. 2, fig. 1).

Les lits leucocrates ou amygdales

Les minéraux essentiels en sont :

Quartz.

Biotite rare.

Oligoclase An_{30-35} .

Le plagioclase est en grands cristaux souvent poecilites en serrant les débris des minéraux des gneiss encaissants (quartz, muscovite, biotite, même de petits cristaux de plagioclase). Entre les micas, les feldspaths ont tendance à former des yeux, étirés en amandes.

Le quartz, irrégulièrement réparti, se présente en grands cristaux, dont les contours sont lobés au contact du feldspath. Il se trouve souvent en gouttelettes dans les plagioclases.

Au contact des feuillets micacés, où « roche-trame » et matériel leucocrate s'interpénètrent, on observe divers phénomènes.

Les micas, et plus particulièrement la biotite, sont étirés entre les porphyroblastes. Leurs contours sont denticulés, corrodés. Certaines biotites semblent déchirées, disjointes, l'espace laissé libre étant comblé par le quartz ou le feldspath. Des débris de micas gisent tordus, déchiquetés, dans un plagioclase.

En outre des phénomènes cataclastiques indépendants des écrasements postérieurs ont accompagné la formation de la roche. Des plagioclases sont cassés, séparés en deux morceaux par étirement, le vide est comblé soit par un grand cristal de quartz, soit par un cristal de plagioclase de néoformation.

Enfin les feldspaths offrent des tracés de mâcles brisées; ils semblent avoir été cassés au cours de la cristallisation et s'être ressoudés ensuite,

2. *Le faciès rubané* (embréchites rubanées) est moins abondant que le précédent; il se réalise surtout dans le cas où la roche initiale était un gneiss à grain fin, riche en quartz. Le matériel leucocrate se dispose suivant certains lits privilégiés où se produit probablement un mélange avec la roche trame.

Il a la même composition que le faciès type — avec cependant plus de quartz et moins de micas, en particulier moins de muscovite.

Certains niveaux rappellent la migmatite d'Iglière.

3. *Le faciès hétérogène* se réalise plus particulièrement aux dépens des amphibolites, mais se superpose également aux deux faciès précédemment décrits.

Le matériel leucocrate forme des veines plus ou moins diffuses, aux dessins parfois capricieux, recoupant les autres formations et se fondant sur les bords avec la roche encaissante.

Dans ces veines, le matériel calco-sodique a la même composition que celle des amygdales du faciès type (1°).

Les minéraux sont :

Quartz.

Biotite ou muscovite rare.

Oligoclase An_{30-35} .

La structure est hétéroblastique et très variable.

Le plagioclase, toujours en grands cristaux tendant vers la forme pegmatitique, a souvent une structure poëcilitique. Le quartz peu abondant se trouve soit en amas de grains de tailles variables, irrégulièrement disposés entre les feldspaths, soit en gouttelettes dans les plagioclases. Rarement ces deux minéraux montrent une association micropegmatitique.

En bordure des veines, la biotite se développe et s'étale dans les plans parallèles, amorçant le faciès d'Iglière ou, au contraire, se disperse sans ordre, esquissant un type nébulitique.

Les amphibolites ne forment que des lentilles ou de minces bancs de peu d'extension. Le seul horizon important, celui du Pont d'Isola, se trouve à la limite entre la série d'Anelle et celle de Valabres. Nous l'étudierons avec cette dernière.

Nature des sédiments transformés

La migmatisation ayant modifié la composition initiale de ces roches, il n'est pas possible de préciser la nature des dépôts originels, mais l'on peut tenir pour probable que les migmatites d'Anelle résultent du métamorphisme d'une série sédimentaire assez monotone, comportant surtout des schistes avec des intercalations de schistes gréseux (faciès à grain fin) et de niveaux calcaireux à éléments phylliteux (amphibolites). Ceux-ci, peu abondants, ne forment pas d'horizons continus.

Composition chimique

Les analyses chimiques exprimées en paramètres de Niggli soulignent les particularités de ces roches :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fn</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 14.....	64,40 245	17,25 38	0,55	5,05 40	0,05	3,85	1,40 6	2,20 16	3,25 0,5	0,65	0,13
N° 73.....	59,80 233	18,37 42	2,86	3,62 38	0,10	3,05	0,75 3	2,35 17	3,15 0,47	1,30	0,18
N° 75.....	66,15 284	16,70 43	1,25	4,05 34	0,14	2,20	1,20 5	2,00 18	3,70 0,55	1,00	0,23
N° 26.....	67,55 292	12,90 33	3,40	3,10 34	0,07	1,55	2,10 9	4,50 24	1,90 0,21	0,45	0,12
N° 27.....	62,50 240	18,50 41		5,00 29	0,14	2,30	2,35 10	3,20 20	3,40 0,41	0,55	0,22
N° 72.....	56,85 213	21,10 47	2,32	4,70 35	0,14	2,40	1,00 4	1,18 14	4,40 0,71	1,20	0,20
N° 74.....	76,15 452	15,35 54	0,43	0,65 9	0,06	0,40	1,70 11	3,10 26	1,20 0,18	0,15	0,24
N° 78.....	73,40 377	15,40 46	0,65	0,20 7	0,04	0,45	3,50 20	4,65 27	0,80 0,1	0,25	0,05

Les trois premières analyses correspondent aux termes les moins migmatisés de la série d'Anelle. Leur richesse en micas se traduit par une valeur relativement élevée des paramètres fm et k ; en revanche c est faible.

Les analyses 23 et 27 représentent des faciès riches en éléments leucocrates. L'échantillon n° 27 encore micacé montre déjà une augmentation de c et de alk et une faible diminution de k . Le n° 26 accuse une augmentation sensible de alk et une diminution plus importante de k , ce qui met en évidence le rôle joué par Ca et Na dans la métasomatose. Par ces deux échantillons on s'achemine vers le type de la série d'Iglière.

Le matériel leucocrate lui-même a fait l'objet des deux analyses 74 et 78, l'une pour une amygdale, l'autre pour une veine. Les paramètres sont nettement différents de ceux du faciès micacé; fm est très faible, ce qui est normal, c et alk sont sensiblement plus élevés. La valeur de k très faible indique ainsi la prédominance de Na. Enfin, la teneur en SiO_2 est notablement plus forte. Ce sont des caractères que nous retrouverons pour la série d'Iglière.

Enfin, l'analyse 72 concerne un échantillon pris au contact même de la série d'Iglière, elle révèle une teneur importante en K_2O puisque la valeur de k est 0,71. Dans cette roche les micas sont particulièrement développés. C'est un phénomène assez constant au voisinage ou au contact même de la série d'Iglière.

B. — SÉRIE DE VALABRES

La série d'Anelle passe insensiblement à celle de Valabres qui réalise un type de migmatite homogène auquel on peut donner le nom d'embranchite. Elle renferme des faciès à amphibole, plus rarement à pyroxène.

1. *Les migmatites micacées* ont une composition voisine de celles de la série d'Anelle, mais elles sont relativement pauvres en micas.

Les minéraux essentiels sont les suivants :

Quartz.
Oligoclase An_{30}

Biotite.
Muscovite.

Les feldspaths sont nombreux, bien développés et ont une tendance à devenir pœcilitiques, certains sont parsemés de gouttes plus ou moins arrondies de quartz auxquelles s'ajoutent parfois de fines languettes de muscovite ou de biotite.

Le quartz est irrégulièrement réparti, tantôt en amas de cristaux bien engrenés et ayant une tendance à s'associer au feldspath pour prendre une structure granoblastique, tantôt en petits cristaux disséminés entre les plagioclases.

Les micas dessinent des traînées irrégulières ou forment des amas mal alignés; les paillettes sont couchées, généralement dans un plan, mais elles ne sont pas orientées suivant une direction de ce plan et certaines lamelles se développent en travers de la schistosité.

La biotite est plus abondante que la muscovite. Ses bords denticulés sont comme corrodés. Certaines lames sont déchirées, disjointes, les débris étant réunis par du quartz ou du feldspath.

2. *Les faciès à amphibole* sont représentés par les amphibolites dont les principales sont : celles du Pont d'Isola, celles de la Crête des Gravières et celles du vallon de Longon.

Ces roches généralement massives, parfois litées, comportent un matériel leucocrate irrégulièrement réparti. Celui-ci se dispose entre les feuillettes de la roche et forme des lits discontinus avec des phénoblastes bien visibles. Dans le type massif ou plus migmatisé, quartz et plagioclase se répandent sans ordre.

La constitution de ces diverses roches est assez constante et leurs minéraux essentiels sont :

Quartz rare.	Hornblende verte.
Plagioclase An ₃₅ et An ₃₅₋₅₀	Biotite brune.
	Sphène.

Accessoirement on y observe de l'apatite et de la magnétite.

L'amphibole est le plus souvent bien développée. Les cristaux aux bords denticulés sont étalés dans les plans de schistosité primitifs. Ils admettent de petites inclusions plus ou moins arrondies de quartz ou de feldspath. La biotite brune est presque continuellement associée à la hornblende.

Le sphène est toujours présent, soit en nombreux petits cristaux égrenés suivant des traînées, soit au contraire en grands cristaux doués d'un léger polychroïsme en brun.

Le matériel leucocrate est attribuable, au moins pour une part, à la migmatisation. Il n'est pas homogène. Les plagioclases, souvent en phénoblastes, enveloppent pécilitiquement des gouttelettes de quartz. Celui-ci, en outre, forme des amas irréguliers entre les autres éléments. L'amphibole, rare, est comme « corrodée » et n'existe plus qu'à l'état de squelette. La biotite est disposée sans ordre.

En outre, ces roches, comme les gneiss, sont parcourues par des filonnets microscopiques d'anorthose. Localement dans la vallée de la Tinée au pied est de Valabres, l'anorthose peut devenir plus abondante et envahir l'amphibolite, mais elle lui est nettement postérieure. Elle est accompagnée d'allanite ¹. Les caractères minéralogiques de ces filonnets sont sans doute à mettre en liaison avec les migmatites de la série de Rabuons. La migmatisation potassique se superpose nettement ici à l'injection calco-sodique.

3. *Faciès à pyroxène.* Ceux-ci sont rares et je ne les cite que pour mémoire.

L'un d'eux cependant mérite une mention spéciale. C'est une grenatite à diopside en affleurement isolé dans les éboulis et le fluvio-glaciaire du vallon de la Trainerie, sur le versant droit de la Tinée, au sud d'Isola.

La roche est constituée pour 60 % par des plages de grenat associées en structure diablas-tique avec du quartz, celui-ci en moindre quantité. L'ensemble enserre des cristaux de diopside.

Nature des sédiments transformés

Comme pour la série d'Anelle, il est difficile de préciser l'origine de ces schistes cristallins qui ont subi plusieurs étapes de métamorphisme.

Le faciès à biotite provient sans doute de la transformation d'une série schisteuse assez homogène.

Quant aux amphibolites, elles montrent une proportion de CaO, MgO et FeO qui les range dans les para-amphibolites. Ce furent des niveaux originellement calcaireux.

L'analyse chimique donne en effet les valeurs suivantes pour l'amphibolite du Pont d'Isola (région de Valabres) :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 6.....	48,19 118	18,36 26	2,68	8,77 41	0,20	4,26 0,43	8,12 21	4,82 13	0,86 0,1	1,65	0,52

⁽¹⁾ Dans la région étudiée, l'allanite ne se trouve habituellement que dans le granite de l'Argentera. Sans vouloir tirer de sa présence, ici, des conclusions générales trop hâtives, je crois cependant utile de souligner cette rencontre.

Composition chimique des migmatites de Valabres

Une seule analyse a été faite, ce qui ne permet pas de généraliser.

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fin</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 18.....	67,45 292	16,45 42	0,15	4,70 33	0,07	2,36	2,18 10	1,95 15	2,50 0,46	0,55	0,13

Toutefois, les paramètres se rapprochent de ceux de l'échantillon n° 27 de la série d'Anelle, mais aussi de ceux du n° 71 de la série d'Iglière. On est donc amené à penser que la migmatite de Valabres occuperait une position intermédiaire entre les séries d'Anelle et d'Iglière.

C. — SÉRIE D'IGLIÈRE (pl. III, fig. 2)

La série d'Iglière correspond à une roche généralement leucocrate, que l'on pourrait appeler une diorite quartzique à biotite, mais qu'en raison de son caractère migmatitique j'appellerai une diorite-migmatite. Les micas bien alignés lui confèrent une allure gneissique. De composition homogène, cette roche se dispose en bancs puissants dans la série d'Anelle dont elle contient des vestiges. En outre, d'une part au nord de Saint-Étienne et d'autre part dans le vallon de Roya, des amphibolites lui sont associées.

Nous étudierons successivement la série type et les vestiges qu'elle contient.

1. La diorite-migmatite (pl. III, fig. 2).

Dans la roche, de composition très constante, se trouvent les minéraux suivants :

Quartz.	Biotite.
Oligoclase-andésine An ₃₀₋₄₅	Zircon.
	Grenat.

Les plagioclases dominent nettement, ils sont bien développés, parfois en grands cristaux, mais le plus souvent ils s'engrènent entre eux, ou avec le quartz et tendent à réaliser la structure granoblastique.

La biotite, souvent abondante, s'étale dans les plans de schistosité et forme des feuilletés continus, séparés par des lits leucocrates. Dans les types les plus évolués, les lamelles de micas se disjoignent par étirement. Au pied du mont Palastro, dans la vallée de Chastillon, la biotite perd son orientation, la roche acquiert soit un faciès d'allure nébulitique, soit l'aspect d'une véritable diorite.

On observe, parfois, des phénomènes cataclastiques contemporains de la cristallisation. Par exemple, la biotite tordue est incluse dans un cristal de plagioclase dont les mâcles sont nettes, sans flexure; ailleurs, un plagioclase est cassé en plusieurs morceaux qui, très légèrement déplacés, sont pris dans un seul feldspath intact.

Comme pour les séries précédentes, la migmatisation alcaline se manifeste par des filonnets microscopiques de feldspath alcalin qui peuvent localement donner naissance à des cristaux de microcline développés entre les autres éléments.

Composition chimique de la diorite-migmatite d'Iglière

Les analyses chimiques ont été effectuées sur des roches provenant surtout de la bande principale. Elles ont fourni les chiffres suivants :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 7.....	66,11 266	14,65 35	0,21	3,97 26	0,03	1,97	3,60 15	4,41 24	2,69 0,28	0,30	0,20
N° 13.....	63,60 236	18,30 40	0,10	4,80 31	0,06	2,90	3,20 13	2,65 16	2,70 0,4	0,50	0,15
N° 71.....	65,40 259	16,37 38	0,75	3,65 32	0,09	3,42	2,06 9	3,05 21	3,55 0,43	0,60	0,15
N° 77.....	65,55 304	16,30 41	0,20	3,55 26	0,08	2,00	2,35 11	3,40 22	3,10 0,37	1,05	0,20
N° 79.....	78,00 485	12,90 47	0,90	0,20 8	0,06	0,30	3,05 20	3,30 25	1,20 0,19	0,15	0,02

Les analyses 7 et 77 représentent le type de la série d'Iglière, caractérisée par les valeurs de *fm*, *c*, *alk*, *k*. Elles sont nettement différentes de celles des migmatites d'Anelle.

L'échantillon 13 provient de la série d'Iglière du vallon de Roya. Il est analogue à la migmatite typique, mais relativement plus micacé. Les paramètres *k* et *fm* sont plus élevés.

Le n° 71 est un faciès de passage, l'analyse chimique fournit des chiffres intermédiaires entre ceux des deux séries.

Enfin, le matériel leucocrate (79) de la migmatite d'Iglière du vallon de Chastillon donne des paramètres en tous points comparables à ceux que nous avons obtenus pour les amygdales (74) et les veines (78) de la série d'Anelle. En l'absence de mica, *k* et *fm* sont très faibles.

2. Vestiges de la série d'Anelle.

Ils sont en petit nombre et de faible étendue. Noyés dans la série d'Iglière, ils ne témoignent d'aucune trace de métamorphisme de contact, mais passent insensiblement aux migmatites encaissantes. Ils montrent ainsi que la série d'Iglière s'est formée à partir des migmatites d'Anelle.

Ces lambeaux se trouvent notamment :

a. *Au pied est de la Roche Iglière*, le long du bisse qui surmonte la Tinée vers 1 200 mètres. On y observe :

- *un faciès très micacé, à sillimanite*, qui est celui de la migmatite typique de la série d'Anelle;
- *un faciès très riche en quartz*, moins fréquent dans la série, mais incontestablement de même origine.

b. *Au pied sud-est du mont Palastro* (pl. III, fig. 1) dans la vallée de Chastillon. Les migmatites d'Anelle, déjà riches en matériel leucocrate plissoté, y forment une bande étroite, de 1 à 2 mètres, au milieu des « gneiss » d'Iglière, auxquels elles passent insensiblement.

3. Les amphibolites.

Elles sont associées à la diorite-migmatite et posent un problème plus délicat. En effet, elles peuvent appartenir à la série d'Anelle, mais leur origine est ambiguë.

Dans le massif d'Anelle au nord de Saint-Étienne-de-Tinée l'amphibolite forme au milieu de la série d'Iglière une bande large de 20 mètres, orientée N.W.-S.E., et constitue le sommet coté 1799. C'est une roche à hornblende et diopside, généralement litée. Le quartz et le plagioclase (An_{15}) s'y disposent parfois en minces lits discontinus. Elle est recoupée par des filons ou des veines de matériel leucocrate dépourvu de feldspath alcalin.

L'analyse chimique donne les paramètres suivants :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	CO ₂	<i>c fm</i>
N° 85.....	49,81 114	15,26 20	1,21	6,24 46	0,20	9,36 0,56	11,05 27	2,24 7	1,72	0,62	0,29	0,58

Si nous nous reportons aux triangles du tétraèdre de NIGGLI, le point figuratif de la roche tombe dans la bande des roches éruptives. Mais si nous faisons appel aux valeurs moyennes calculées par P. LAPADU-HARGUES (voir p. 50), nous voyons que cette roche se place nettement dans les para-amphibolites. Son mode de gisement vient confirmer cette dernière hypothèse et je pense que l'amphibolite d'Anelle dérive de niveaux sédimentaires calcareux.

Dans le vallon de Roya, l'amphibolite associée à la série d'Iglière forme également une bande large d'une cinquantaine de mètres, orientée N.W.-S.E. Elle passe au hameau ruiné du Tolondet, au nord duquel elle disparaît sous le Trias. Vers le sud, elle ne se suit que sur 1 kilomètre.

C'est une amphibolite à hornblende seule. L'amphibole est en grands cristaux à structure souvent poëcilitique. Le plagioclase est le labrador An_{60} . Le sphène est abondant.

On y observe des filonnets, ou des lits, à matériel leucocrate; le plagioclase est seulement An_{40} . De la biotite est alors associée à la hornblende.

L'analyse chimique donne des paramètres un peu différents de ceux de l'amphibolite précédente :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 84.....	46,55 104	14,62 19	1,66	10,24 50	0,23	8,06 0,54	10,53 25	2,26 6	0,71	2,10	0,10

Le paramètre *fm* est plus élevé, la roche se rapproche des ortho-amphibolites, bien que *c* soit encore assez grand. Il s'agit peut-être d'une ancienne roche éruptive.

III. — RAPPORTS DES SÉRIES ENTRE ELLES

Le lever sur le terrain et l'étude pétrographique montrent que la formation d'Anelle est constituée par des migmatites plagioclasiques que l'on peut classer en trois séries étroitement associées, disposées en bandes plus ou moins parallèles et redressées à la verticale.

La série d'Anelle est formée de migmatites hétérogènes : les feuillets micacés très développés restent séparés du matériel calco-sodique qui se dispose en glandules ou en lits discontinus.

Les roches rubanées y sont plus rares.

La série de Valabres est constituée par des migmatites homogènes du type « embréchites litées », qui représentent un faciès déjà plus transformé que celui d'Anelle.

La série d'Iglière est une diorite quartzitique leucocrate aux éléments alignés, disposée en bandes concordantes dans la série d'Anelle.

Cette diorite-migmatite apparaît comme le terme ultime de la métasomatose calco-sodique et se serait réalisée à la manière d'un granite syntectonique.

Le point de vue géochimique

La comparaison des analyses chimiques montre les caractères particuliers propres à chacune des séries, mais surtout elle met en évidence les rapports étroits qui existent entre elles.

1° Les migmatites d'Anelle sont caractérisées par leur faible teneur en CaO, c varie de 3 à 6; par la valeur moyenne des alcalis, mais Na₂O et K₂O sont dans les mêmes proportions, k est voisin de 0,50. En revanche, pour la diorite-migmatite d'Iglière, le paramètre c est compris entre 11 et 15, alk , relativement élevé, est de l'ordre de 22 à 24, mais k ne dépasse pas 0,37, ce qui montre la prédominance de la soude sur la potasse.

La migmatite de Valabres occupe une position nettement intermédiaire.

2° L'analogie du matériel leucocrate de la série d'Anelle et de celle d'Iglière est soulignée dans les analyses 78 et 79 par la valeur des paramètres c , alk , k , rappelée dans le tableau ci-dessous :

	c	alk	k
N° 78.....	20	27	0,1
N° 79.....	20	25	0,19

3° L'évolution de la série d'Anelle vers celle d'Iglière se suit par les analyses 26, 27, 71.

On voit :

- L'augmentation progressive de alk ;
- La diminution de k et fm : avec la disparition des micas, diminution de K₂O;
- L'augmentation faible de c qui ne devient nettement plus grand que dans la diorite d'Iglière et surtout dans le matériel leucocrate.

Le rôle principal, dans cette métasomatose, est donc joué par Na, entraînant à sa suite Ca, ce qui semble « chasser » Fe, Mg et K. On a donc une sorte de séparation en deux groupes d'éléments, lesquels auraient ainsi évolué en sens inverse.

4° Au contact de la diorite d'Iglière, la série d'Anelle prend souvent un faciès plus micacé. L'analyse chimique 72 donne une valeur de k élevée (0,71). Il y a un enrichissement en K au détriment de Na.

Quelle était la roche trame de ces migmatites?

Les roches para que nous connaissons dans la région sont celles des séries de Varélios et de Fougieret.

Les gneiss de Fougieret renferment, comme nous l'avons vu, des niveaux riches en quartz. Il ne peut donc s'agir de la roche trame de la série d'Anelle; en revanche, ils pourraient très bien passer à la série de Valabres.

Les gneiss de Varélios sont pauvres en quartz. C'est probablement un faciès similaire qui a donné le « gneiss » d'Anelle. La métasomatose pourrait avoir atténué ou effacé la différence constatée dans la composition des divers bancs. Les paramètres chimiques des gneiss à nodules de sillimanite sont proches de ceux de la série d'Anelle. Cependant, celle-ci ne contient pas le graphite qui est si caractéristique de la série de Varélios.

* * *

SÉRIE DE RABUONS

Cette série s'étend au nord-est et à l'est de la formation d'Anelle jusqu'à la mylonite de la Valletta-Mollières. Elle dessine une bande large de 1 à 5 kilomètres, allongée sur 30 kilomètres du nord-ouest au sud-est, depuis la région du lac de Rabuons (limite nord de la zone étudiée ici), jusqu'au sud de Saint-Martin-Vésubie.

Très homogène, cet ensemble est constitué par des gneiss généralement œillés (pl. IV), caractérisés par la présence d'un feldspath potassique; ce sont des migmatites alcalines du type des embréchites œillées. On y voit des niveaux à amphibole formant soit des bancs (amphibolite de la crête de Ciabraises), soit des lentilles.

En outre, les migmatites de Rabuons sont recoupées par des pegmatites à tourmaline qui se disposent soit en filons, soit en amas ayant l'aspect de grosses amandes.

I. — ÉTUDE RÉGIONALE

La série de Rabuons se développe au nord-est de celle d'Anelle par transition insensible.

L'amphibolite de la crête de Ciabraises qui apparaît au nord-ouest, dès la crête de Fornes et le Bois de la Sélasse, forme un banc de 40 à 50 mètres d'épaisseur situé presque à la limite entre les deux séries.

Au nord-est de Saint-Étienne-de-Tinée, dans la région du lac de Rabuons (2 520 m), les roches polies par les glaciers offrent de bonnes conditions d'observation; en outre, la route⁽¹⁾ vers 2 300 m qui relie le vallon de Rabuons à celui du Tenibres, au nord, donne des coupes relativement fraîches de la série.

Le gneiss de Rabuons, en fait très monotone, présente seulement une alternance irrégulière d'horizons à grain fin riches en quartz et de niveaux plus micacés à grain moyen. Ces bandes sont orientées N.W.—S.E. Les yeux sont plus ou moins nombreux. Ils peuvent être simples ou complexes. Aux abords mêmes du lac de Rabuons, le matériel granitique plus abondant donne un type amygdalaire aux allures curieusement contournées.

Au pied ouest du grand Cimon de Rabuons, une série litée riche en quartz est dépourvue d'anorthose; elle représente sans doute un îlot de la série d'Anelle non atteint par la migmatisation

⁽¹⁾ Cette route, construite jadis par l'Énergie Électrique du Littoral Méditerranéen, est dite « Route de l'Énergie ». Elle est extrêmement dégradée.

alcaline. Enfin, dans la crête de Ciaminejas, un faciès micacé est riche en muscovite, sans feldspath potassique; ce serait aussi un vestige de la série d'Anelle.

Vers le sud-est, le gneiss de Rabuons devient de plus en plus monotone, le faciès, très homogène, est de type moyen. Cependant, les migmatites amygdalaires se suivent dans la cime de Malaterra et jusque dans la Serre du Terrassier au nord-est d'Isola, tandis que les vestiges de la série d'Anelle disparaissent.

L'amphibolite de la crête de Ciabraises, à partir du vallon de Rabuons et jusqu'à la Tête de Groscaie, se dédouble en deux bandes, épaisses, chacune, de 40 à 50 mètres, séparées par 100 à 120 mètres de gneiss. Elle disparaît au vallon de Chastillon.

Au sud du vallon de Mollières, du col de Ferriera à Saint-Martin-Vésubie, la série de Rabuons n'apparaît plus qu'en une bande rétrécie entre les terrains de la couverture sédimentaire et la mylonite de la Valletta-Mollières.

Les pegmatites à tourmaline sont surtout localisées dans la région de Rabuons et jusque vers la cime de Malaterra. Cependant on en retrouve encore plus au sud-est, notamment dans la Testa de l'Autaret et la Testa Rognosa della Guercia.

II. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Nous étudierons d'abord les migmatites de la série de Rabuons avec leurs différentes parties : les gneiss œillés, les vestiges des séries anciennes, les amphibolites, puis les pegmatites.

A. — LES MIGMATITES

LE GNEISS ŒILLÉ

Il est formé de deux parties : le feuillet micacé et les yeux simples ou complexes.

1. — LE FEUILLET MICACÉ

C'est un gneiss banal à deux micas et sillimanite, soit à grain extrêmement fin, soit plus ou moins grossier suivant l'abondance du quartz.

Il contient les minéraux suivants :

Quartz.	Biotite ou muscovite.
Oligoclase An_{20-30} .	Sillimanite.
Anorthose.	Disthène.
	Grenat.

Accessoirement, on observe de l'apatite; le sphène est rare. Le zircon est toujours présent et donne des auréoles pléochroïques dans les biotites.

La biotite, fortement polychroïque, est abondante, souvent en fines paillettes. Elle forme des feuillets plus ou moins continus. La muscovite et la sillimanite lui sont presque toujours associées et s'y trouvent en proportion inverse l'une par rapport à l'autre. La sillimanite, relativement abondante, est en fibres plus ou moins allongées, *parfois transformées en séricite* ⁽¹⁾.

Le disthène et le grenat sont souvent en faible quantité; les grenats se présentent en petits cristaux bien formés, non altérés, rarement dissociés. Ils montrent toutefois, en certains cas, un allongement suivant la schistosité et ne semblent pas avoir subi de rotation au cours de leur cristallisation.

Le quartz et les feldspaths, en quantités variables, sont irrégulièrement distribués entre les feuillets micacés. Le faciès à grain fin est pauvre en ces éléments, tandis que les types plus grossiers en sont plus riches. L'anorthose s'insinue souvent entre les minéraux, mais il n'est pas possible de savoir s'il faut la rapporter ou non à la migmatisation.

⁽¹⁾ F. J. TURNER indique que la sillimanite peut être métastable (1951) [23].

La plupart de ces gneiss sont plissotés. En plaques minces, on observe des plis droits ou déversés où les minéraux ne sont pas déformés. Les lames de micas sont disposées de telle manière qu'elles sont tangentes en chaque point de la courbe dessinée par le pli. Ceci indique que la formation de ce minéral est contemporaine de la naissance des plis.

Cette disposition est légèrement dérangée autour des yeux.

Composition chimique

L'analyse chimique donne les valeurs suivantes ⁽¹⁾ :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fu</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 12.....	66,30 290	18,40 47		4,25 28	0,06	1,95	1,40 7	1,70 18	4,35 0,56	0,25	0,05
N° 88.....	64,95 282	16,10 41	2,67	4,10 31	0,05	1,80	1,54 7	2,20 21	4,20 0,56	0,70	0,29

On constate immédiatement la richesse en Al₂O₃ ainsi que la proportion relativement élevée des alcalins par rapport à CaO. Le rapport *k* montre la prédominance nette de la potasse sur la soude. Les gneiss sont en outre pauvres en SiO₂. Ces caractères se rapprochent de ceux de la série de Varélios.

2. — LES YEUX SIMPLES OU PORPHYROBLASTES

Il s'agit alors d'un seul cristal de feldspath, dont la taille atteint jusqu'à 2 à 3 centimètres. Leur section est grossièrement rectangulaire, parfois légèrement ovale, étirée dans le sens de la schistosité. Ces porphyroblastes suivent les plissements de la roche en les contrariant un peu. Certains sont ainsi placés comme en travers de la schistosité. Ils ne sont ni brisés, ni tordus.

Ces yeux sont de deux types suivant la nature du feldspath.

Les porphyroblastes d'anorthose

L'anorthose est rarement mâclée. Elle renferme des microperthites en taches allongées, dessinant une sorte de quadrillage. Elle présente, en outre, de fines paillettes de muscovite, non orientées, et des éléments de la roche encaissante : des plagioclases et de la biotite.

Les porphyroblastes de plagioclase

Ils sont constitués par de l'albite-oligoclase An₂₀₋₃₀. Les cristaux sont presque toujours parsemés d'inclusions, de lames de muscovite et de courtes fibres de sillimanite.

3. — LES YEUX COMPLEXES ET LES AMYGDALES

Les yeux complexes sont constitués par du matériel aplitique ou granitique, selon la disposition et la taille des minéraux.

Ils sont formés des minéraux suivants :

Quartz.

Muscovite.

Anorthose.

Plagioclase An₂₀₋₃₀.

Suivant les cas, c'est l'anorthose ou le plagioclase qui domine. Des bourgeons de myrmékite se développent au contact des deux feldspaths. Le quartz est rare, parfois absent, lorsque l'anorthose est abondante.

⁽¹⁾ Voir également analyse n° 89, p. 314.

Ces yeux complexes, quelquefois arrondis, présentent le plus souvent un allongement suivant la schistosité; ils peuvent se relier les uns aux autres par de minces films de matériel leucocrate toujours disposés suivant la schistosité. Par augmentation du matériel granitique on passe au faciès amygdalaire où les amandes leucocrates étirées sont également unies les unes aux autres par de minces filonnets. Gneiss et matériel granitique sont plissés ensemble, ce qui confère à la roche une allure curieusement contournée (pl. IV, fig. 3).

Composition chimique des yeux complexes

Les faciès amygdalaires ont fourni les valeurs suivantes :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 86.....	68,76 352	17,33 52	0,30	0,14 2		0,11	0,40 2	2,29 44	9,96 0,74	0,04	0,21
N° 76.....	77,65 535	13,30 54	0,42	0,95 12	0,03	0,50	0,96 7	3,25 27	1,25 0,2	0,25	0,06

La première analyse révèle une forte proportion de K₂O.

La deuxième, nettement différente, correspond au type riche en plagioclase et quartz évoqué plus haut.

4. — LE CONTACT ENTRE LES YEUX ET LES GNEISS

On observe un certain étirement dans la roche encaissante en bordure des yeux sur lesquels les minéraux phylliteux se moulent et semblent allongés dans le sens de la schistosité; quartz et feldspath migrent aux extrémités où l'on constate un léger froissement; des minéraux ont recristallisé en travers.

Au contact même, la muscovite se développe et, dans certains cas, arrive même à constituer une auréole presque continue. Elle n'est que rarement disposée en travers de la schistosité.

En outre, surtout dans le cas des yeux complexes, le gneiss s'enrichit à peu de distance d'eux, de petits amas de quartz.

VESTIGES DES SÉRIES ANCIENNES

Ces îlots sont connus seulement dans la crête de Ciaminejas vers 2 300 mètres et au pied ouest du Grand Cimon de Rabuons.

Dans la crête de Ciaminejas c'est un gneiss très micacé à muscovite abondante. Le matériel leucocrate, formé de quartz et de plagioclase, est disposé en lits irréguliers; il est dépourvu de feldspath potassique. Sans doute doit-on rapporter cet affleurement aux migmatites plagioclasiques d'Anelle.

Au pied ouest du Grand Cimon de Rabuons il s'agit de gneiss lités riches en quartz, accompagnés de quartzites feldspathiques à grenat et d'amphibolites. Il n'y a pas d'anorthose.

Ils forment un îlot non atteint par la migmatisation potassique. Par contre, on y observe, comme précédemment, des lits leucocrates à quartz et oligoclase An₂₀₋₃₀. Nous aurions donc ici aussi un témoin de la série d'Anelle.

LES AMPHIBOLITES

Elles sont rares et, pratiquement, ce faciès n'est représenté que par l'amphibolite de la crête de Ciabraises et quelques lentilles près du lac de Ciaffour au nord du lac de Rabuons (pl. IV, fig. 2).

Le type banal est souvent lité, avec niveaux alternants à amphibole et à plagioclase. Il montre les minéraux suivants :

Plagioclase An₅₀₋₆₅
Quartz (rare).

Hornblende verte ou actinote.
Sphène.

Accessoirement on y détermine de la magnétite et des grenats. Des pyroxènes, notamment l'augite, s'y rencontrent parfois. Certains échantillons contiennent de la prehnite. Les plagioclases sont généralement du labrador, plus rarement de l'anorthite.

Ces roches sont généralement dépourvues de feldspath potassique. Une lentille, près du lac Ciaffour, montre cependant le développement de porphyroblastes d'anorthose et d'yeux complexes reliés entre eux par des filonnets de granite à grain fin comme les gneiss œillés encaissants (pl. IV, fig. 2).

L'amphibolite de la crête de Ciabraises s'accompagne de deux faciès particuliers :

1° Une *éclogite*, dans le bois de la Sélasse : le pyroxène y est l'omphacite. Les grenats sont entourés de plagioclase et d'amphiboles réalisant de très belles structures kéliphytiques;

2° Une *trémolitite à leuchtenbergite* découverte au versant gauche du vallon de Rabuons, au nord du point coté 1924. C'est une belle roche vert pâle, uniquement formée de trémolite et de leuchtenbergite; celle-ci est mâclée. La structure est enchevêtrée.

Nature des sédiments transformés

Les *gneiss de Rabuons* à sillimanite proviennent vraisemblablement du métamorphisme des niveaux riches en alumine.

Les lits fins, pauvres en quartz, correspondraient à des schistes. La finesse de certains bancs ferait même penser à une origine pélitique.

Les lits à texture plus grossière dériveraient sans doute de *schistes gréseux*.

Ces formations alternent irrégulièrement, mais, vers le sud, on ne rencontre plus guère que le type à gros grain.

La série du Grand Cimon de Rabuons paraît témoigner de l'existence locale de niveaux lités, les uns gréseux, les autres calcaires (amphibolite).

L'amphibolite de la crête de Ciabraises.

Je l'ai antérieurement interprétée comme provenant de la transformation d'un banc calcaire, parce que la trémolitite du vallon de Rabuons lui est associée et que des cipolins sont situés plus au nord sur sa prolongation.

L'analyse chimique d'un échantillon donne les paramètres suivants :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂ <i>ti</i>	P ₂ O ₅
N° 8.....	49,93 <i>128</i>	13,97 <i>21</i>	1,55	9,05 <i>44</i>	0,17	5,50 <i>0,47</i>	8,26 <i>23</i>	3,83 <i>12</i>	1,66 <i>0,21</i>	3,49 <i>6,7</i>	0,41

Si l'on compare ces valeurs avec les données de P. LAPADU-HARGUES, on se trouve juste dans J. U. 437202.

la zone d'indétermination entre roches ortho et para, mais cependant plus près des ortho-amphibolites.

Géologiquement parlant, cette bande étant très régulièrement interstratifiée dans la série sur une quinzaine de kilomètres. On pourrait penser à un sédiment comportant des tufs, cinérites ou autres matériaux d'origine volcanique.

B. — LES PEGMATITES (pl. V, fig. 1 et 2)

Leurs éléments constitutants sont les suivants :

Anorthose.
Quartz.
Plagioclase.

Muscovite.
Tourmaline.

Tous ces minéraux sont de grande taille. Les feldspaths sont bien développés. La muscovite est souvent abondante, elle se dispose en grandes lames empilées de plusieurs centimètres. Ce minéral fut décrit par A. LACROIX dans la *Minéralogie de la France*, t. 1, p. 335 et 348.

La tourmaline, irrégulièrement répartie, est parfois abondante et forme des cristaux noirs allongés, de 10 à 15 centimètres.

Le disthène n'existe que rarement.

Dans les amandes, les éléments sont généralement de taille plus réduite.

La pegmatite prend un grain plus fin au contact de la roche encaissante. Elle se charge parfois en lames de biotite, empruntées probablement au gneiss, et qui sont disposées sans ordre. Il y a même de véritables enclaves de gneiss.

Autour de ces amandes, le gneiss est froissé, étiré et comme écrasé par un phénomène analogue à celui qui vient d'être décrit au pourtour des yeux.

La muscovite, parfois abondante, se développe en grandes lames couchées suivant les bords de l'amande, parallèlement ou perpendiculairement à son allongement.

Elle se montre également dans le gneiss encaissant en lames isolées, disposées en travers de la schistosité.

Enfin la tourmaline enveloppe la pegmatite d'une bordure plus ou moins continue.

On voit planche V, figure 1 que le matériel granitique s'est parfois insinué entre les feuillets micacés, les écartant quelque peu, donnant ainsi l'impression de pelures superposées dont les éléments ont recristallisé.

Il est donc clair que les pegmatites sont postérieures aux gneiss eux-mêmes, mais de très peu, et représentent en quelque sorte le dernier stade de la migmatisation.

* * *

La série de Rabuons est l'aboutissement d'une évolution que nous considérerons sous trois chefs :

a. *Du point de vue stratigraphique*, comme celle d'Anelle ou celle de Varélios, elle dérive de schistes plus ou moins gréseux admettant localement des bancs de calcaire impur, peut-être même de niveaux à éléments éruptifs.

b. *Du point de vue métamorphique*, ses transformations appellent les remarques suivantes :

1^o Ses gneiss témoignent d'un degré de métamorphisme analogue à celui de la série d'Anelle à laquelle ils passent insensiblement. Toutefois, dans les migmatites de Rabuons, la biotite est plus abondante et la sillimanite est constante;

2^o Les gneiss ont été migmatisés, ils résultent d'une métasomatose, caractérisée par les éléments K + Na, qui se traduit à la fois par la genèse des porphyroblastes et par la constitution des yeux complexes à matériel granitique;

3° Enfin l'évolution de la série de Rabuons s'est terminée par la mise en place des migmatites, soit en filons, soit en amandes : aux éléments K + Na s'est alors ajouté le bore, révélé par les nombreux cristaux de tourmaline. C'est la phase « pneumatolytique ».

c. [Du point de vue tectonique. Les gneiss de Rabuons sont souvent froissés en plis droits ou déversés. Ceux-ci indiquent d'ailleurs l'existence de mouvements au cours du métamorphisme et de la migmatisation, puisque gneiss et matériel granitique sont plissés simultanément.

L'ensemble est présentement redressé à la verticale. Localement, les mouvements alpins y ont provoqué des déversements vers le sud-ouest.

* * *

ESSAI D'INTERPRÉTATION DU COMPLEXE DE LA TINÉE

Regroupant nos conclusions partielles, tentons d'esquisser une vue d'ensemble du complexe de la Tinée, de son évolution.

La connaissance des déformations alpines ⁽¹⁾ nous met d'emblée en garde contre une fausse interprétation proposée par certains auteurs qui attribuent les pendages et les renversements observés dans les terrains cristallophylliens à la seule tectonique hercynienne.

Rappelons brièvement les ensembles que nous y avons reconnus :

1. — Des paragneiss : la série de Varélios-Fougieret.

Ceux de Varélios règnent au versant droit de la Tinée; ceux de Fougieret, au versant gauche. Leurs rapports réciproques ne sont pas observables.

Ils ont conservé la stratification originelle des sédiments dont ils dérivent et témoignent d'un degré de métamorphisme voisin, mais non équivalent.

Du point de vue lithologique :

La série de Varélios est formée de gros bancs de gneiss à biotite, généralement sombres, alternativement riches ou pauvres en quartz, et admet de minces horizons calcaires. Elle est caractérisée par la sillimanite et le graphite.

La série de Fougieret est litée et comporte des gneiss à biotite plus ou moins riches en quartz, des niveaux à amphibole ou des amphibolites. Elle est dépourvue de sillimanite et de graphite.

Ces deux séries ne sont pas équivalentes, à moins d'admettre un changement de faciès de l'une à l'autre; mais de cela nous n'avons aucun indice sur le terrain.

2. — Des migmatites calco-sodiques (Ca + Na) : la formation d'Anelle avec :

a. La série d'Anelle, témoignant d'une faible métagénèse. Elle est caractérisée par des migmatites riches en mica réalisant un type lité ou amygdalaire. Le matériel leucocrate s'est individualisé d'une manière irrégulière entre les feuillets de la roche. Elle renferme de la sillimanite dont la répartition est figurée planche 2, fig. 1.

b. La série de Valabres, comprenant des migmatites plus homogènes du type des « gneiss d'imbibition » ou « embréchites litées ». Elle est moins micacée que la précédente et le matériel calco-sodique, régulièrement disposé, est plus abondant. En un mot, la transformation est plus poussée, la roche plus évoluée.

⁽¹⁾ Mesurable grâce aux coins synclinaux de Trias du versant gauche de la Tinée.

c. *La série d'Iglière*, correspondant à une diorite quartzique aux éléments alignés, ou mieux à une diorite-migmatite. Toujours située dans la série d'Anelle, elle y représente en quelque sorte un accident, et a pris naissance *in situ* au cours de la migmatisation. *L'étude des contacts exclut la possibilité d'une mise en place par injection de magma.*

3. — *Des migmatites alcalines (K + Na) : la série de Rabuons*, constituée presque uniquement de gneiss à biotite et sillimanite, œillés ou amygdalaires, plus ou moins plissotés. Ces gneiss sont recoupés par des pegmatites à tourmaline.

* * *

RAPPORTS STRATIGRAPHIQUES DE CES DIFFÉRENTES SÉRIES ENTRE ELLES

La série Varélios Fougieret se trouve sur le terrain à proximité de celle d'Anelle d'une part et de celle de Valabres d'autre part.

Vers le nord-est leurs contacts ne sont pas observables. Tout ce que l'on peut dire c'est qu'elles ne semblent pas séparées par des lignes importantes de dislocations anciennes.

Il n'est pas exclu d'autre part que la série de Fougieret, dont le faciès bien lité vers le nord-ouest devient assez monotone vers le sud-est, passe à la série de Valabres.

Vers le sud-ouest, on peut sans doute admettre un passage entre la série de Varélios et celle d'Anelle, bien que les faits ne soient pas nets.

Nous avons vu que la série de Valabres passe insensiblement à la série d'Anelle et que la série d'Iglière s'est formée aux dépens de cette dernière.

La série d'Anelle passe graduellement à la série de Rabuons.

* * *

ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE DU COMPLEXE DE LA TINÉE

Les transformations qui ont affecté l'ensemble sédimentaire qui constituait le complexe de la Tinée peuvent se résumer de la manière suivante :

1. — *Métamorphisme régional* traduit par un réajustement topochimique qui a conservé les moindres détails de la série sédimentaire, soulignant les différents faciès sans dérangement des couches. La stratification des anciens sédiments se retrouve presque intacte dans les séries non migmatisées (série Varélios-Fougieret).

Toute la région révèle un degré de métamorphisme analogue : celui des gneiss à deux micas. La proportion entre muscovite et biotite varie suivant la nature des horizons et ne peut caractériser, ici, des zones d'isométamorphisme. Notons cependant que, seule, la série de Varélios est assez généralement dépourvue de muscovite.

La sillimanite, souvent prise comme indice de zonéographie, n'apparaît pas dans toutes les séries. Ce minéral est lié, en fait, au faciès et ne peut servir de guide ici, où les séries sont hétérogènes.

2. — *Migmatisation calco-sodique* (Na + Ca) aboutissant à la formation d'Anelle. La composition du sédiment originel commence à être masquée.

Cette migmatisation donne deux types :

a. La série d'Anelle dans laquelle s'est individualisée la diorite-migmatite d'Iglière;

b. La série de Valabres qui correspondrait à une série plus migmatisée, plus transformée que celle d'Anelle.

3. — *Migmatisation alcaline* (K + Na) révélée par les *gneiss œillés de Rabuons* d'une part et par des filonnets microscopiques de feldspaths alcalins dans les autres séries.
4. — *Les pegmatites* (K + Na + B) généralement localisées dans la série de Rabuons.

Comment s'est effectuée cette évolution par rapport à la tectonique générale propre au cristallophyllien ?

Nous ferons, ici, abstraction des mouvements alpins. Le complexe de la Tinée remis dans sa position initiale devait être redressé à la verticale.

Quels sont les indices tectoniques ?

En fait nous n'avons observé aucun redoublement d'un banc ou d'un ensemble lithologique qui puisse servir de guide⁽¹⁾.

On peut envisager plusieurs hypothèses.

1. *Le style est isoclinal et la migmatisation antérieure au redressement de la série.* En remettant l'ensemble à l'horizontale nous devons en principe placer à la partie inférieure les gneiss de Rabuons, puis les autres séries les unes après les autres dans leur ordre d'apparition d'est en ouest. Par une série de coupes ainsi construites on obtient le schéma fig. 7. Mais la répétition des migmatites d'Anelle et d'Iglière, sur une même verticale, n'est pas satisfaisante (coupe selon le vallon de Roya).

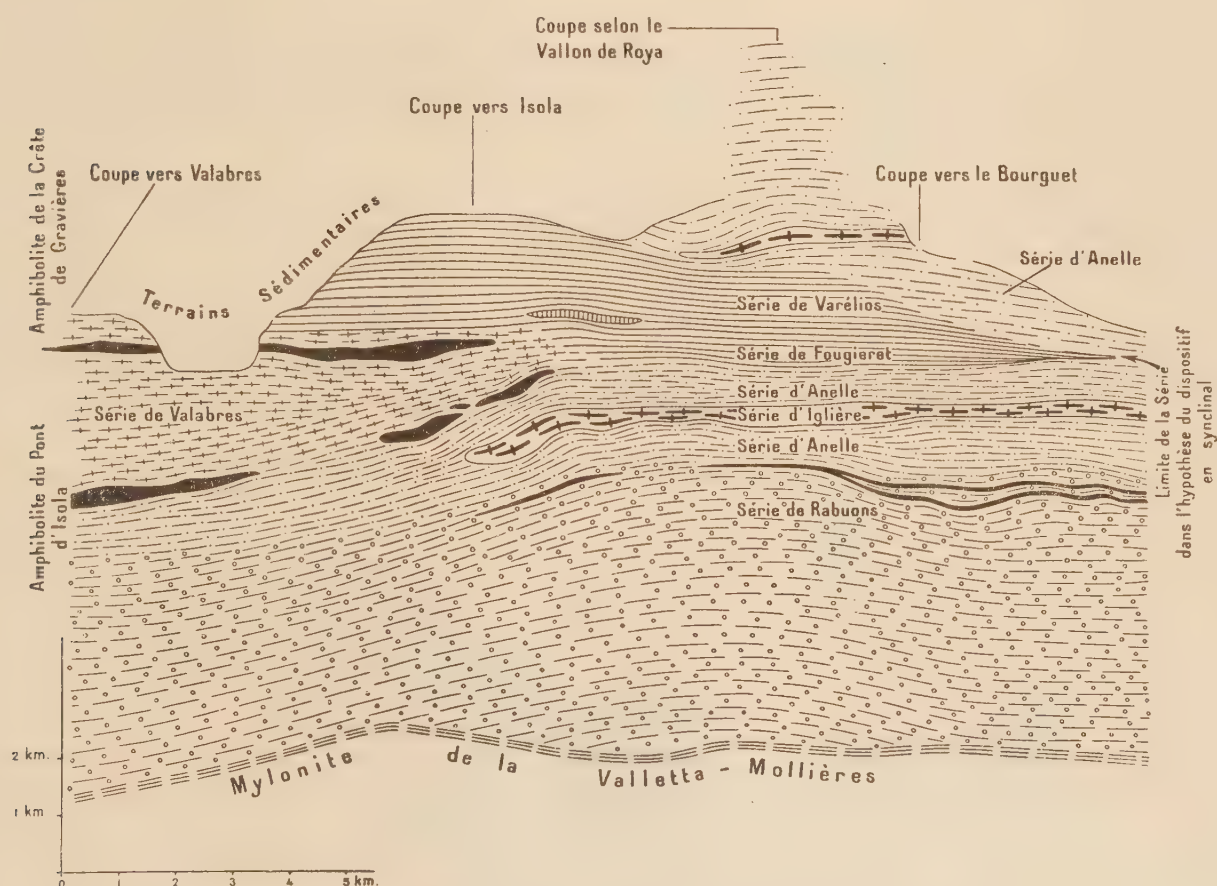


FIG. 7. — Essai de reconstitution du complexe de la Tinée avant les plissements.

⁽¹⁾ Le replissement de la série de Varélio observé dans le vallon de l'Infernet n'est qu'un accident local et de faible ampleur.

2. *Le dispositif est synclinal et la migmatisation a commencé avant et s'est continuée durant l'orogénèse.*

Les deux bandes de la diorite d'Iglière de part et d'autre de la vallée de la Tinée esquisseraient les deux flancs d'un pli synclinal dont le cœur serait occupé par les gneiss de Varélios-Fougieret ou la série de Fougieret seule.

Si nous disposons alors le complexe à l'horizontale comme précédemment, le dispositif apparaît plus cohérent à condition d'admettre que la série de Valabres résulte de la migmatisation de celle de Fougieret.

Il faut également envisager que la série d'Anelle, remarquable par son faciès micacé, n'existerait qu'en fonction de la diorite d'Iglière.

Cette interprétation correspond à la partie inférieure du schéma précédent (fig. 7, p. 73). Les deux zones les plus migmatisées : Valabres et Iglière, apparaissent alors isolées au milieu de l'ensemble. La série de Rabuons est toujours à la base du dispositif et envoie des ramifications par filonnets dans le reste de la série.

Dans ce cas, les migmatites calco-sodiques *se seraient individualisées au milieu de la série, en avant ou indépendamment des migmatites alcalines.*

Mais la métasomatose alcaline a dû se continuer durant le redressement de la série au cours des mouvements orogéniques ainsi qu'en témoignent les gneiss de Rabuons.

3. *Une dernière hypothèse* consisterait à supposer qu'après le redressement de la série à la verticale, s'est effectué la double migmatisation ; mais nous nous heurtons à plusieurs difficultés :

a. La schistosité cristallophyllienne dans la série d'Iglière est concordante avec celle de la série d'Anelle, qui est parallèle à la stratification initiale. La diorite d'Iglière est, au plus, syntectonique ; elle ne peut être post-tectonique.

b. La série de Rabuons, comme nous venons de le dire, témoigne de mouvements durant la migmatisation alcaline.

Entre ces trois hypothèses il est difficile de choisir, bien que je penche vers la deuxième qui offre l'image la plus simple, rendant compte au mieux des faits. Il faut du reste avoir présent à l'esprit que les phases de cette évolution furent beaucoup moins tranchées et indépendantes les unes des autres qu'il ne le semble après cet exposé forcément cursif.

CHAPITRE V

ZONE ORIENTALE

CRISTALLOPHYLLIEN À L'EST DE LA MYLONITE DE LA VALLETTA-MOLLIÈRES

INTRODUCTION GÉNÉRALE (pl. 2, fig. 2)

La zone orientale constitue environ la moitié du massif cristallin sur versant français et comprend la plupart des hautes cimes, toutes situées sur la crête frontière.

Au sud et à l'est, cet ensemble disparaît sous la couverture sédimentaire.

Comme nous l'avons indiqué, cette région est constituée par des terrains cristallophylliens que l'on peut grouper en deux complexes, savoir :

1^o *Le complexe de Chastillon-Valmasque*, avec les termes ci-après :

Le gneiss de Chastillon, les migmatites de Fenestre, le granite de la Valmasque. Ce complexe est rétomorphosé.

2^o *Le complexe de Malinvern-Argentera*, avec les migmatites du Malinvern et le granite de l'Argentera. Ce complexe n'est pas rétomorphosé.

Aucun de ces ensembles ne forme des unités géographiquement définies. Leur répartition est indiquée schématiquement figure 8 et planche 2, fig. 2.

Ils seront décrits dans leur ordre d'apparition d'ouest en est.

Vu leur intérêt essentiel du point de vue structural, la présente étude porte surtout sur les migmatites et plus particulièrement sur les anatexites, mais, comme le dit si justement E. RAGUIN.

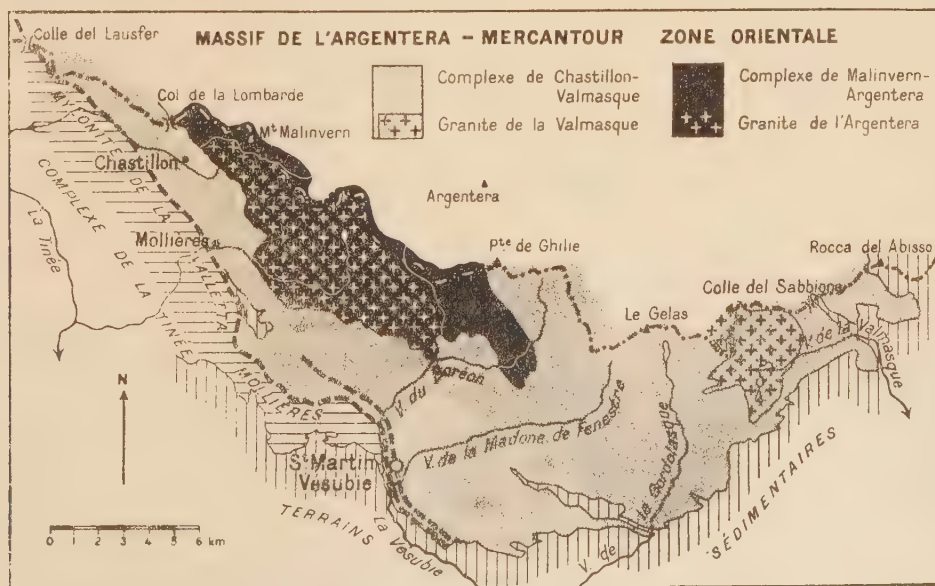


FIG. 8. — Schéma général de la zone orientale.

[17] parlant de ces roches de mélange : « Ce phénomène ne peut s'observer sur un petit morceau de roche au laboratoire ou dans un musée, il faut le voir en grand dans la nature ».

Il n'est donc pas possible de décrire les migmatites comme on décrirait des granites. Ce sont les exemples accompagnés de photographies qui importent; aussi est-ce sous cette forme qu'elles seront présentées ici. Comme enfin les migmatites se définissent par leur structure générale plus que par leurs minéraux, on ne sera pas étonné de trouver, dans les pages qui suivent, un aperçu structural plutôt qu'une description minéralogique.

CHAPITRE VI

COMPLEXE DE CHASTILLON-VALMASQUE

(pl. 2, fig. 2 et pl. V à XI)

SOMMAIRE

INTRODUCTION :	Pages.
I. <i>La rétromorphose</i>	77
II. <i>Vue d'ensemble</i>	79
* * *	
GNEISS DE CHASTILLON ET ZONE DE TRANSITION AUX ANATEXITES (MIGMATITES DES ADUS) :	
I. <i>Étude régionale</i>	80
A. Région Chastillon-Mollières.....	80
B. Région Mollières Le Boréon.....	81
II. <i>Étude pétrographique</i>	82
A. Série de Chastillon.....	82
B. Les migmatites des Adus (les embréchites).....	84
* * *	
ANATEXITES DE FENESTRE :	
I. <i>Vestiges des séries anciennes</i>	85
A. Les faciès micacés.....	85
B. Les faciès à amphiboles.....	86
II. <i>Anatexites</i>	87
A. Les Anatexites de faciès micacé.....	88
B. Les Anatexites de faciès à amphibole.....	92
C. Remarques sur la structure micrographique des anatexites.....	94
D. Granites liés aux anatexites.....	95
* * *	
LE GRANITE A ENCLAVES DE LA VALMASQUE :	
I. <i>Région du col de la Fous</i>	97
II. <i>Régions avoisinantes</i>	105
III. <i>Remarques</i>	105
* * *	
ÉVOLUTION DU COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE.....	107

INTRODUCTION

I. — LA RÉTROMORPHOSE

Avant d'entreprendre la description du complexe de Chastillon-Valmasque, je crois utile d'exposer sommairement ici les phénomènes dus à la rétromorphose. Celle-ci n'étant que rarement totale, j'ai pu en jaloner les étapes et établir la suite des phénomènes qui ont affecté cette série et, en général, définir les minéraux initiaux constituant les différentes roches.

Procédant en sens inverse de l'observation, j'indiquerai le sort des principaux minéraux dans la rétromorphose.

Notons que la transformation est plus ou moins poussée suivant les cas et les minéraux. Elle est, en outre, souvent accompagnée d'une certaine cataclase.

Les gneiss et les migmatites originels comportaient principalement les minéraux suivants :

Quartz;
Plagioclase;
Feldspath alcalin;
Biotite;
Sillimanite;
Grenat;
Amphibole;
Pyroxène.

Le *quartz* est affecté par la cataclase. Il est partout recristallisé.

Les *plagioclases* sont saussuritisés ou séricitisés.

Par la saussuritisation, ils sont transformés en un agrégat de séricite et de petits grains de clinozoïsite ou d'épidote toujours salis, de calcite et d'albite résiduelle.

La séricite constitue en général un feutrage; cependant, les paillettes peuvent, parfois, être alignées suivant les plans de macles ou de clivage. La zoïsite n'est jamais alignée et tout vestige de macle dans le feldspath disparaît.

Lorsque le plagioclase est complètement détruit, la séricite se développe, indifférente aux anciens cristaux, Parfois elle tend à former des lames micacées qui sont disposées sans ordre, ou bien à créer une schistosité souvent oblique à la précédente.

Dans une même lame mince, en particulier dans les migmatites, certains feldspaths sont uniquement séricitisés tandis que les autres sont saussuritisés.

Cette différence dans l'évolution est sans doute fonction de la composition originelle. L'albite, en particulier, serait seulement séricitisée.

D'une manière générale, on constate que les gneiss plagioclasiques sont plus transformés que les migmatites. Dans la région des anatexites de Fenestre, notamment, les vestiges de la série ancienne sont plus rétro-morphosés que les anatexites encaissantes.

Il semble que l'explication de ce phénomène soit à rechercher dans la différence de composition chimique initiale de ces roches.

En effet, les gneiss sont, d'ordinaire, proportionnellement plus riches en CaO que les anatexites; au moment de la transformation des plagioclases en séricite et en zoïsite la présence d'ions Ca a pu favoriser la réaction.

Le *feldspath potassique* a une histoire plus difficile à saisir et sa présence dans la roche initiale ne peut pas toujours être affirmée. Il se transforme en deux temps, d'abord en albite de substitution, phénomène décrit par J. DE LAPPARENT [217], puis cette albite est à son tour séricitisée.

Cette évolution peut ne pas se produire car le feldspath alcalin est plus stable que le plagioclase.

La *biotite* se mue en une chlorite vert pâle à laquelle sont associées la muscovite et l'épidote. Le fer et le titane sont expulsés ensemble sous forme de leucoxène (s'il y a du calcium) ou séparément en donnant naissance au rutile et à la magnétite.

Dans certains cas, on observe de la biotite de néo-formation d'un brun verdâtre dont la présence indique que l'on se trouve ainsi à la limite entre la zone de la chlorite et celle de la biotite.

La *sillimanite* est presque complètement changée en séricite; la *cordiérite* s'altère en gigan-tolite.

Le *grenat* est remplacé par un agrégat de chlorite, d'épidote, de séricite, parfois de magnétite.

L'amphibole, généralement peu altérée, donne de la chlorite et de l'épidote.

Les pyroxènes sont ouralitisés et suivent le sort des amphiboles.

En résumé, la transformation de ces minéraux révèle un métamorphisme régional faible du type épi, puisque, tout au plus, voyons-nous naître la biotite. Notons du reste qu'il y a toujours un certain « retard » dans la rétro-morphose et que le degré de métamorphisme régional a pu être plus élevé que ne l'implique l'association minéralogique réalisée.

Enfin, soulignons que les phénomènes cataclastiques sont relativement de faible intensité; mais, lorsqu'ils sont suivis de recristallisation, la roche acquiert alors un faciès d'orthogneiss. Les écrasements ultérieurs se sont souvent superposés aux premiers et les masquent.

Il semble que ces transformations s'effectuent sans changement appréciable dans la composition chimique.

II. — VUE D'ENSEMBLE

Ce complexe occupe une vaste surface; mais son étude est délicate car ce n'est que vers l'est, dans les hautes vallées libérées par les glaciers que l'on trouve de bonnes conditions d'observation.

Il comporte, dans la région de Chastillon et jusque vers Mollières, des gneiss redressés à la verticale auxquels sont associées des migmatites telles celles de la Testa de Colla Auta au nord. Vers le sud et vers l'est, les gneiss sont graduellement migmatisés et passent insensiblement aux anatexites de Fenestre où l'on ne retrouve plus que des vestiges des séries anciennes. Enfin, à l'est, dans la Haute Gordolasque et dans la Valmasque apparaît le granite d'anatexie de la Valmasque (dit d'Entraque-Tende [290]).

Mais cet ensemble a été plus ou moins transformé au cours d'un métamorphisme régional qui l'a atteint ultérieurement : il a été rétro-morphosé. Ce phénomène, très général, atteint les gneiss et les migmatites. Il est plus important à l'ouest qu'à l'est.

En outre, ce complexe est recoupé, en certains points, par des filons de granite à grain fin, liés au granite de l'Argentera.

Il ne m'a pas été possible de suivre les différentes étapes de la migmatisation car la rétro-morphose masque, en général, la trace des phénomènes. Dans la région orientale où règnent les anatexites, les conditions d'observation permettent quelques études de détail. Des vestiges des séries anciennes constitués par des gneiss, des amphibolites, etc., n'ont pas été migmatisés. Je me suis particulièrement intéressé au contact ou à la zone de passage de ces roches aux anatexites.

La division adoptée ici s'adresse à des ensembles lithologiques, suivant un ordre régional :

1° *Les gneiss de Chastillon et les migmatites des Adus qui forment la zone de transition aux anatexites*, c'est-à-dire les régions situées à l'ouest du Boréon, celle de Chastillon — Mollières et celle des Adus — Saint-Martin-Vésubie;

2° *Les anatexites de Fenestre* qui règnent dans la région située à l'est du Boréon, comprenant les hautes vallées du Boréon, de la Madone de Fenestre, de la Gordolasque;

3° *Le granite de la Valmasque* est essentiellement localisé dans la haute vallée de la Valmasque. Il n'apparaît que fort peu dans la crête entre la Valmasque et la Gordolasque.

GNEISS DE CHASTILLON ET ZONE DE TRANSITION AUX ANATEXITES

A l'ouest du Boréon, le complexe de Chastillon-Valmasque forme une bande étroite allongée du N.W. au S.E. entre la mylonite de la Valletta-Mollières et le complexe de Malinvern-Argentera. Cette région ne présente aucune unité géographique, mais elle est constituée par des roches qui sont inséparables les unes des autres et qui réalisent, de ce fait, une unité pétrographique. Ce sont les gneiss de Chastillon et les roches de transition aux anatexites, c'est-à-dire les migmatites (embréchites) des Adus.

Les gneiss de Chastillon règnent au nord de la région, tandis que les migmatites se développent vers le sud et le sud-est.

Notre étude régionale procédera donc du nord-ouest au sud-est. Nous décrirons ensuite, du point de vue pétrographique, les différentes roches.

I. — ÉTUDE RÉGIONALE

A. — RÉGION CHASTILLON-MOLLIÈRES

Cette région est principalement occupée par les gneiss de Chastillon, bien que, déjà, y apparaissent des migmatites.

a. Vallon de Chastillon, versant nord

Le long de la crête frontière, du Colle del Lausfer au col de la Lombarde on relève la succession suivante :

1^o Entre le Colle del Lausfer et celui de Santa-Anna, le territoire est occupé par des migmatites qui, en général, ont conservé une orientation cristallophyllienne régulière; elles peuvent toutefois perdre cette régularité et acquièrent alors le faciès des anatexites. Ces migmatites sont bien développées dans la Testa Colla Auta et la Cima del Lausfer. Non seulement elles sont toujours rétomorphosées mais, en outre, elles ont souvent été écrasées et prennent un aspect d'orthogneiss.

Au col ouest du Passo di Santa-Anna, une lentille calcaire prise dans des gneiss à graphite est coincée dans les migmatites. En raison des écrasements ultérieurs, les relations du calcaire avec les roches encaissantes sont impossibles à établir;

2^o Du Passo di Santa-Anna à la Cima ouest de Moravacciera règnent des gneiss d'aspect finement lité, à chlorite. Ils sont verticaux, axés nord-sud. Il n'y a pas de contact brusque avec les migmatites, mais passage très rapide des uns aux autres;

3^o La région même de la Cima de Moravacciera est formée par des migmatites litées. Elles réalisent le type des gneiss injectés lit par lit (ou embréchites). Elles sont moins riches en éléments granitiques que celles de la Testa Colla Auta;

4^o A l'est de la Cima de Moravacciera et jusqu'au col de la Lombarde s'étend la série monotone des gneiss de Chastillon renfermant encore par places des passées de migmatites peu importantes. Ces gneiss sont axés à peu près nord sud et sont affectés de nombreuses petites zones d'écrasement.

Tous ces éléments se poursuivent au versant nord et dans la vallée même de Chastillon.

Les migmatites de la Testa Colla Auta, allongées du nord-ouest au sud-est forment, dans la vallée, les roches portant le point coté 1781. Elles disparaissent, alors, sous les alluvions et le glaciaire plaqués immédiatement à l'amont du confluent du vallon de Vesper.

Les migmatites de la cime de Moravacciera se prolongent également vers le sud, avec une

direction méridienne. Elles n'atteignent pas le bas de la vallée ou bien se confondent avec celles de Colla Auta.

Les gneiss lités s'étendent largement en formant presque tout le versant du vallon de Chastillon.

Dans la région même de Chastillon, où le glaciaire couvre de larges espaces, on ne peut plus suivre ces différentes unités. Il faut gagner la crête plus au sud pour retrouver une coupe analogue à la précédente.

b. Vallon de Chastillon, versant sud, et crête entre le haut vallon de Chastillon et celui de Mollières

Cette dernière crête s'étend d'ouest en est du col de la Valletta à celui de Mercera. Ces deux passages sont reliés l'un à l'autre par une route militaire, vers 2 300 mètres d'altitude.

A l'est du col de la Valletta, le sommet 2421 ainsi que l'épaule de la Testa della Campana, sont constitués par des migmatites analogues à celles de Colla Auta, mais peut-être plus riches en feldspath alcalin ou moins rétro-morphosées. Elles contiennent ici de rares enclaves.

A l'est du sommet 2421 et jusqu'au Colle Mercera se développe une série complexe tout à fait comparable à celle qui s'étend du Passo de Santa Anna au col de la Lombarde : gneiss de Chastillon et migmatites litées. L'ensemble est rétro-morphosé, écrasé. La répartition de ces deux types de roches n'est pas nette et l'on constate un passage insensible de l'un à l'autre. La planche 2 schématise les affleurements observés sur le terrain. L'orientation de la schistosité des gneiss est variable : nord-sud à l'ouest de la Testa di Pelvos, elle devient N.E.—S.W. vers l'est, puis elle passe à N.W.—S.E., à l'est de la Testa Rubina.

Près du Colle Mercera, environ 200 mètres vers l'ouest, pointe une roche mélanocrate en lentille allongée qui est peut-être une ancienne roche éruptive transformée.

Enfin, toute la région est parcourue par des filons obliques, d'aplite, de granulite, ou plus rarement de pegmatites. Ils ne sont pas rétro-morphosés; ils sont liés au granite de l'Argentera (pl. 2).

Il convient d'ajouter que tout cet ensemble est affecté de nombreuses zones d'écrasement.

c. Versant nord de Mollières

La même série se poursuit ici de plus en plus confuse car, d'une part, les faciès de migmatite dominant et, d'autre part, l'écrasement est plus intense.

Les gneiss de Chastillon forment surtout le versant immédiatement au nord et à l'est de Mollières. Un peu à l'amont du hameau, ils admettent des calcaires métamorphiques disposés en une grosse lentille de 300 mètres de long sur 50 mètres d'épaisseur orientée N.N.W.—S.S.E., dont je n'ai retrouvé la prolongation nulle part.

Au nord et au nord-est de Casa Torte le gneiss de Chastillon est transformé en une roche hololeucocrate, presque un granite, aux éléments alignés. Elle est analogue à l'anatexite de Comba Grossa que nous étudierons ultérieurement.

B. — RÉGION MOLLIÈRES-LE BORÉON

Elle s'étend de la vallée de Mollières à celle du Boréon. Au nord, le complexe ancien est limité par le granite de l'Argentera. Celui-ci règne dans les versants nord des vallons de Mollières et de Salesses ainsi que dans le bas de leurs versants sud, tandis que les gneiss et migmatites occupent la crête séparant le bassin de Mollières de celui de la Vésubie. Vers le sud et le sud-ouest, c'est toujours la mylonite de la Valletta-Mollières qui limite cette unité.

Le faciès migmatitique, qui s'amorce nettement au versant nord de la vallée de Mollières,

se développe ici, et domine définitivement; les vestiges de la série primitive deviennent de plus en plus rares.

Les roches sont le plus souvent écrasées.

Les migmatites sont en général litées, la schistosité cristallophyllienne en est le plus souvent conservée. Elles correspondent aux embréchites de J. JUNG et M. ROQUES et passent aux anatexites qui se développent à l'est du Boréon.

Localement, comme par exemple à la Testa del Barn, la roche prend un aspect leucocrate et devient presque granitique à l'instar des migmatites de Colla Auta; elle perd ainsi sa schistosité et réalise de la sorte un faciès d'anatexite.

II. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Les transformations dues à la rétromorphose ayant été indiquées précédemment, nous ne les décrirons pas ici. Notons que les gneiss comme les migmatites sont localement parcourus par des filonnets microscopiques de feldspath potassique, accompagné ou non de quartz. Rares à l'ouest, ils sont de règle à l'est en direction du granite de l'Argentera et semblent liés aux filons granitiques non rétromorphosés.

A. — SÉRIE DE CHASTILLON

Ces gneiss se présentent d'une manière assez monotone et ne se différencient guère les uns des autres que par la présence de biotite ou d'amphibole et la plus ou moins grande abondance du quartz. L'alternance des bancs donne à l'ensemble un aspect lité soulignant ainsi l'origine sédimentaire de la série.

La rétromorphose et les phénomènes d'écrasement ayant le plus souvent oblitéré la structure et la composition première de ces roches, en donner une description détaillée serait sans intérêt ici; nous nous bornerons donc seulement à en indiquer les différents types :

- gneiss à biotite plus ou moins riche en quartz et renfermant souvent quelques petits cristaux d'amphibole; c'est le faciès le plus répandu;
- gneiss tacheté à biotite et sillimanite;
- gneiss à biotite et grenat, plus rarement quartzites à grenat;
- gneiss à amphibole.

La structure est extrêmement fine; le mica qui a été à l'origine de la biotite est réduit à des fines paillettes de chlorite, mal alignées.

Le quartz et le feldspath (rétromorphosé), par leur litage régulier soulignent l'ancienne stratification.

Dans le gneiss à amphibole, la biotite est accompagnée par une hornblende vert pâle. Celle-ci est couchée parfois en lits discontinus comme s'ils avaient été disjoints par étirement dans la masse.

Un faciès particulier (pl. V, fig. 3) s'observe localement sur la route militaire du col de la Lombarde [984,9/222,4] ⁽¹⁾. Il s'agit de lits affectés de renflements (2 à 3 cm) et d'étranglements caractéristiques du boudinage. Lorsque l'étirement est plus intense on ne retrouve plus que des lentilles isolées dans les gneiss.

Le centre *a* est presque exclusivement constitué d'amphibole vert pâle (hornblende) en grands cristaux parfois disjoints, comme « déchirés » et ressoudés par le quartz; les extrémités *b* s'enrichissent en quartz et feldspath.

La bordure *c* des lits, d'un millimètre environ, correspond à du matériel leucocrate avec des plagioclases

⁽¹⁾ Coordonnées Lambert, stéréominute Saint-Étienne-de-Tinée 3-4 au 1/20 000, 1947.

(complètement saussuritisés), très peu de quartz et de rares lames de biotite ou d'amphibole qui se disposent parfois en lits plus ou moins continus *d*.

En outre, la roche a recristallisé ultérieurement; de la biotite fraîche s'y est en particulier développée, indifférente aux autres minéraux. L'ensemble est pénétré par des filons microscopiques de microcline et de quartz.

Niveaux calcaires.

Ceux-ci sont très rares. Je ne connais que trois gisements :

1° *Cipolin du col ouest du Passo di Santa Anna*. — C'est un cipolin à graphite logé dans des gneiss à graphite. Comme il se trouve compris entre deux zones d'écrasement, on ne peut observer ses rapports avec les migmatites encaissantes;

2° *Calcaire à diopside du Col de la Lombarde* formant une lentille isolée;

3° *Calcaire du pont à l'amont de Mollières* [987,4/217,5], ⁽¹⁾.

Les amphibolites.

Ainsi que le montre la carte, elles sont aussi extrêmement rares.

A l'est du cipolin du col ouest du Passo di Santa Anna.

Une amphibolite est réduite à une lentille écrasée. Elle est riche en éléments blancs (quartz, et feldspaths saussuritisés) dispersés sans ordre. Ce serait un gneiss ou plutôt une migmatite à hornblende vert pâle.

Elle est, en outre, parcourue par des filonnets de microcline; à leur contact l'amphibole est chloritisée.

Au revers sud du Col Mercera.

C'est une amphibolite feldspathique litée, à hornblende verte. Au nord de la cote 2 284 un niveau grossier lui est associé qui paraît être *un ancien conglomérat métamorphisé*. On ne peut le suivre que sur quelques mètres.

Nature des niveaux sédimentaires transformés

Les faciès énumérés précédemment sont étroitement associés sur le terrain. Je n'ai cependant pas observé de succession ou de répétition; il est vrai que les lits repères manquent. Les affleurements se présentent en général assez mal, et la série est affectée de nombreuses zones d'écrasement.

On est frappé par l'extrême monotonie des faciès et aussi par la finesse des éléments.

Une seule analyse a été faite : celle d'un gneiss à sillimanite, à grain très fin :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 95.....	54,18 <i>168</i>	20,40 <i>37</i>	2,15	6,75 <i>41</i>	0,12	3,90	2,65 <i>9</i>	1,95 <i>13</i>	3,80 <i>0,56</i>	0,85	0,11

— elle montre une roche pauvre en quartz, car *si* est faible, en revanche *al* est élevé, expliquant ainsi la présence de la sillimanite. Le rapport *k* montre la prédominance de K₂O sur Na₂O, ce qui est normal puisque le gneiss est micacé.

⁽¹⁾ Coordonnées Lambert, feuille Saint-Étienne-de-Tinée 7-8 au 1/20 000, édition 1933.

On peut admettre que cette roche eut pour origine un schiste, peut-être même une pélite riche en éléments phylliteux, très pauvre en quartz.

Les gneiss à biotite proviennent de sédiments schisteux plus ou moins gréseux.

Les gneiss à amphibole résultent de la transformation de schistes un peu calcaires. Les lits d'amphibolite suggèrent sans doute une alternance originelle plus marquée de niveaux calcaireux.

Dans l'ensemble, le métamorphisme a affecté une série monotone de schistes gréseux relativement fins, peut-être même pélitiques, admettant localement des lits calcaireux.

B. — LES MIGMATITES DES ADUS (pl. V, fig. 4)

Nous sommes ici dans la zone d'apparition des migmatites qui dominent vers le sud-est. Très vite, et parce que le faciès est relativement profond, on passe par une zone de transition rapide aux anatexites que nous étudierons dans le paragraphe suivant.

Ces migmatites ont, semble-t-il, le faciès des embréchites, défini par J. JUNG et M. ROQUES, car elles ont, en général, conservé la schistosité cristallophyllienne.

Les éléments leucocrates, abondants, sont disposés en lits plus ou moins réguliers parfois relativement épais, séparés par de minces niveaux phylliteux. En certains points, les feldspaths alcalins prennent une structure porphyroblastique. Ils forment des yeux allongés suivant la schistosité avec remplissage de quartz et de plagioclase aux extrémités. Ils sont souvent dissymétriques et se disposent comme s'ils avaient été refoulés vers l'une des extrémités.

Le faciès est ainsi plutôt amygdalaire qu'ceillé.

Enfin, comme nous l'avons indiqué, on connaît un type un peu différent, plus leucocrate, notamment à la Testa della Campana. La schistosité de la roche devient alors floue, les micas ne forment plus que des traînées discontinues et contournées. La migmatite tend vers l'anatexite.

Les minéraux des migmatites ne sont guère reconnaissables; la rétro-morphose accompagnée ou non d'écrasement est encore accentuée. Le quartz, et les plagioclases (saussuritisés), sont en général irrégulièrement distribués mais tendent à une structure granoblastique; le feldspath alcalin est presque toujours entièrement albitisé et ultérieurement séricitisé. Sans forme propre, il a tendance à s'insérer entre tous les autres minéraux. Au contact des plagioclases, on retrouve la structure des mirmékites.

Certaines migmatites écrasées ont largement recristallisé et prennent ainsi un aspect d'orthogneiss : c'est ce que certains auteurs appelleraient des « diaphtorites ».

La migmatisation est progressive du nord-ouest au sud-est mais elle est irrégulièrement répartie d'ouest en est.

*
* *

LES ANATEXITES DE FENESTRE, DE LA VALLÉE INFÉRIEURE DU BORÉON À CELLE DE LA VALMASQUE

A l'est de la vallée inférieure du Boréon, les migmatites s'étendent largement et l'on passe très rapidement au faciès d'anatexites. Cette zone de transition ne dépasse guère les abords immédiats de Saint-Martin-Vésubie, où les roches écrasées ne présentent aucun intérêt spécial et ne diffèrent de ce que nous venons d'étudier que par la rareté des points où l'on peut encore observer la roche trame. Les anatexites occupent toute la haute région depuis la Cime de Ghilie jusqu'au Colle del Sabbione et forment les cirques glaciaires du Haut Boréon, de la Haute Madone de Fenestre, de la

Gordolasque. Il ne subsiste plus que des vestiges des séries anciennes. A la crête séparant la Haute Gordolasque de la Haute Valmasque, apparaît le granite d'anatexie avec ses enclaves basiques que nous étudierons dans le paragraphe suivant.

Toute la série est encore rétromorphosée, bien que le phénomène soit plus faible dans ce secteur oriental.

L'ensemble de ces hautes vallées nous offre un vaste champ d'observation, malheureusement trop souvent couvert d'éboulis et de moraines. Les belles surfaces polies y sont rares.

Nous ne ferons pas une étude séparée de chacune de ces vallées car les phénomènes observés se retrouvent dans les trois régions. On y rencontre les types classiques de migmatites qui ont été si souvent décrits. Nous n'apporterons ainsi que peu de pièces au dossier de ces roches. En revanche, j'insisterai sur l'étude des vestiges des séries anciennes et sur leur passage aux anatexites où s'inscrit en raccourci, pourrait-on dire, le phénomène de la migmatisation.

I. — VESTIGES DES SÉRIES ANCIENNES

Ces vestiges se présentent comme des sortes d'enclaves gigantesques, non migmatisées, généralement verticales. Elles sont le plus souvent allongées suivant des directions variables et peuvent atteindre 4 ou 5 kilomètres de longueur sur 1 ou 2 kilomètres de large (voir pl. 2, région orientale). Mais on les observe aussi à une petite échelle, sur quelques mètres; en particulier les roches basiques ne forment généralement que des séries de lentilles de faibles dimensions.

Ces vestiges sont trop isolés les uns des autres pour que l'on puisse les relier et obtenir une vue d'ensemble de la série avant la migmatisation. Ils ne nous en révèlent que certains aspects. Leur énumération serait fastidieuse, et nous renvoyons à la carte hors texte qui indique leur répartition. Nous n'étudierons, ici, que les plus importants d'entre eux :

- A. Les faciès micacés;
- B. Les faciès à amphibole.

A. — LES FACIÈS MICACÉS

Ces vestiges sont assez nombreux dans les trois hautes vallées. Ils se groupent assez bien suivant leurs aspects et leur direction : *ce sont des gneiss finement lités orientés nord-sud.*

La disposition en lentilles allongées des plus petits d'entre eux résulte sans doute du phénomène de boudinage (E. WEGMANN). Malheureusement ces îlots sont trop épars pour que l'on puisse retrouver l'ancienne structure.

Dans le Haut Boréon, ils sont répartis un peu partout sous forme d'affleurements trop peu étendus pour être cartographiables. Mais ils nous fourniront de très bons exemples pour l'étude du passage des gneiss aux anatexites; notamment ceux du sud des lacs Besson, ceux de la région des Combes de la Cougourde et des Gaisses, enfin ceux des alentours du lac dei Tre Colpas. En outre, signalons une lentille de calcaire à diopside et magnétite à l'est du lac delle Sagne, au pied nord-ouest du sommet coté 2 424.

Dans la Haute Madone de Fenestre, les petits vestiges sont moins nombreux; par contre, il existe des îlots suffisamment étendus pour être cartographiés.

Ils sont orientés nord-sud et redressés à la verticale. Les trois principaux affleurements s'observent :

- au Caire de la Madone de Fenestre;
- de part et d'autre du torrent de la Madone de Fenestre, juste en amont du sanctuaire entre 1 900 et 2 000 mètres;
- aux deux versants du torrent del Ponset vers 2 050 mètres.

Dans la Haute Gordolasque, le vestige le plus important dessine une longue bande étroite

allongée sur 4 kilomètres du nord au sud, bien marquée dans la morphologie. Elle provoque, en effet, un ressaut qui domine le lac Long à l'ouest, au pied de la crête Cima Cabret-Mont Colomb. Puis elle se poursuit au sud, au versant droit de la Gordolasque, jusqu'à hauteur du Col du Neiglier. Les couches sont affectées d'un pendage de 60° vers l'ouest.

Aux alentours du lac existent quelques vestiges de moindre importance, notamment dans la partie ouest du déversoir.

A l'est du lac Long, vers le Col de Pagari, affleurent des gneiss peu migmatisés. Toujours orientés nord-sud, leur pendage est de 30° vers l'ouest.

Enfin, le torrent du Clapier recoupe un vestige encore important. La série est alors ployée en anticlinal, axé N.N.E.—S.S.W. à N.E.—S.W., déversé vers l'est.

Tous ces gneiss indiquent, dans l'ensemble, une série litée assez monotone. Ils sont fortement rétrotransformés, toujours beaucoup plus que les migmatites encaissantes. Biotite, grenat, plagioclases y sont complètement transformés.

En outre, ces roches sont traversées par des filonnets microscopiques de feldspath potassique (anorthose).

Cette série comprend :

1^o Des gneiss plagioclasiques à grain fin, lités, à biotite ou amphibole, tout à fait analogues à ceux de Chastillon, mais ne comportant que rarement de la sillimanite;

2^o Des quartzites ou des gneiss très riches en quartz, avec lits alternants à biotite ou à grenat, dans lesquels s'intercalent des niveaux à hornblende et des quartzites à pyroxène. Ces faciès ne sont pas fréquents dans le gneiss de Chastillon;

3^o Dans le vallon du Clapier, la série est un peu différente. Elle est constituée par des gneiss plagioclasiques finement lités avec des niveaux à biotite ou amphibole dont certains sont riches en grenats atteignant 1 centimètre de diamètre. En outre, s'intercalent de minces bancs leucocrates, et des plagioclasites à biotite.

L'alternance ou la succession de ces niveaux souligne l'origine sédimentaire de la série métamorphisée.

B. — LES FACIÈS À AMPHIBOLE

Ils se présentent en enclaves, généralement de faible dimension si on les compare aux vestiges que nous venons de décrire.

Ces enclaves apparaissent comme isolées au milieu des migmatites; il n'est pas possible de les suivre sur le terrain. Certaines sont en relation avec les gneiss des séries précédentes et représenteraient d'anciens niveaux calcaréo-magnésiens. D'autres, d'origine incertaine, sont étudiées ci-après.

Rares dans le Haut-Boréon, elles sont abondantes dans la Haute Madone de Fenestre, notamment vers le Gelas et dans la Haute Gordolasque, à l'épaule sud de la Maledia.

Les amphibolites qui les composent sont plus ou moins feldspathiques, avec ou sans pyroxène. Elles sont généralement massives.

L'amphibole est une hornblende brune.

Les plagioclases, peu nombreux, ne sont jamais déterminables parce qu'ils sont complètement rétrotransformés. Cependant l'abondance de la zoisite indique que le feldspath était relativement riche en CaO.

Le pyroxène est en général l'augite, toujours un peu ouralitisée.

Accessoirement, on observe du grenat, du sphène et de la magnétite.

Dans certains cas il m'a semblé reconnaître les traces d'une structure ophitique ou inter-sertale.

Ces amphibolites et notamment celles à pyroxène, représentent peut-être d'anciens filons basiques transformés.

L'analyse d'un échantillon recueilli sur l'épaule sud de la Maledia a donné les valeurs suivantes :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 90.....	42,16 83	12,05 14	7,30	7,95 52	0,18	9,50 0,54	13,90 30	1,53 4	1,10 0,32	2,25	0,12

Les paramètres LACROIX en sont : V. (6)5. 4. 4'.

Il semble donc que cette amphibolite appartienne aux groupes des ortho-amphibolites. En effet, *fm* est relativement élevé, cependant *c* est un peu fort — par comparaison avec les paramètres moyens des ortho-amphibolites donnés par P. LAPADU-HARGUES. — Les paramètres LACROIX indiquent que cette roche se rapprocherait d'un gabbro ou d'un basalte à faible déficit de silice.

Remarquons, en outre, que la « contamination » due aux migmatites est faible si tant est qu'elle existe. Comme l'indiquent les paramètres *alk* et *k*, les alcalins sont en petite proportion et Na₂O domine sur K₂O.

Nous verrons plus loin que l'on peut également rapporter à une ancienne roche éruptive migmatisée une lentille du Haut Vallon de la Madone de Fenestre.

En résumé les vestiges étudiés dans ces régions nous apprennent que :

1° La série ancienne est constituée par des gneiss lités orientés en général nord-sud, provenant de la transformation de schistes gréseux ou de grès impurs, plus ou moins riches en calcaire, ou de marnes gréseuses. Les calcaires ou les marnes calcaires furent relativement rares.

Les répétitions ou alternances visibles dans ces gneiss lités révèlent la transformation de couches déposées au cours de microcycles sédimentaires, transformation qui s'est effectuée sans dérangement des horizons, ni des détails stratigraphiques originels.

Cette série ancienne, tant par la nature de ses gneiss que par le degré de son métamorphisme est à rapprocher de celle de Chastillon. Elle est, en général, verticale sans qu'aucune schistosité cristallophyllienne ne se développe obliquement au litage sédimentaire. Ainsi, les gneiss ont été redressés lorsque le métamorphisme régional avait cessé son action ou que les pressions orientées ne se manifestaient plus;

2° Les amphibolites de la Madone de Fenestre et celles de la Gordolasque paraissent devoir être rapportées à d'anciennes roches éruptives;

3° La répartition en lentilles allongées des plus petits de ces vestiges témoigne du phénomène de boudinage.

II. — LES ANATEXITES

Les anatexites⁽¹⁾ occupent toutes les hautes vallées depuis celle du Boréon jusqu'à celle de la Valmasque. Elles constituent un ensemble relativement homogène, par contraste avec celles du Malinvern que nous décrirons au chapitre suivant. Cependant la présence des vestiges, assez nombreux, que nous venons d'étudier, rompt leur monotonie; c'est à leur voisinage que l'on en observe les plus beaux exemples. La migmatisation y est conservée, figée dans ses différents stades.

⁽¹⁾ Pour le sens précis donné, ici, à ce terme, voir chapitre « Généralités » p. 36.

La région des anatexites homogènes ne présente, en elle-même, qu'un intérêt régional. Nous savons que les restes non migmatisés étaient en général des gneiss à plagioclase qui formèrent sans doute la roche-trame des migmatites.

Nous traiterons d'abord :

- 1° Des anatexites de faciès micacées.
- 2° Des anatexites de faciès à amphibole.

Nous proposerons ensuite quelques remarques sur la structure micrographique des migmatites.

A. — ANATEXITES DE FACIÈS MICACÉ

Elles forment la presque totalité de la région. Nous considérerons d'abord quelques types à l'échelle de l'affleurement, puis d'autres à l'échelle de l'échantillon. Ils révèlent trois stades de la migmatisation.

PREMIER STADE. — MIGMATITE DE TRANSITION

Le premier exemple (fig 1, planche VI) choisi dans le vallon de la Cougourde est une migmatite de transition où la roche-trame est encore nettement observable. C'est un gneiss fin, lité, à plagioclase (saussuritisé), pauvre en biotite (chloritisée).

La schistosité de la roche-trame est nettement conservée. Le matériel leucocrate est irrégulièrement réparti suivant certains lits privilégiés. Lorsqu'il est à grain fin, il forme de minces filets, mais le plus souvent il est à grain grossier, à structure grenue; il tend alors à envahir les lits voisins, à former des amas lenticulaires ou diffus, des nids aussi, où se réalise une véritable structure pegmatitique.

La roche-trame, seulement plus riche en quartz, est parcourue de tous côtés par des filonnets microscopiques d'anorthose. En bordure des gneiss, les premiers lits leucocrates consistent en aggrégats de plagioclases et de quartz. Le feldspath potassique y est rare et ne se trouve qu'associé au quartz, soit en gouttelettes dans les cristaux, soit en traînées entre les grains.

A un stade plus avancé, l'anorthose envahit à son tour la roche et participe largement à la composition des éléments leucocrates visibles.

Les échantillons suivants (pl. VI, fig. 2 et 3) montrent le passage du gneiss à la migmatite. C'est un stade de transition analogue au précédent, bien que les roches ne proviennent pas du même gisement.

L'échantillon du lac Long (pl. VI, fig. 2) est un gneiss à grain fin rétro-morphosé. Il comportait de la biotite, du plagioclase, du quartz. On observe dans la roche-trame un enrichissement en quartz. L'anorthose ne se présente qu'en minces filets aux trajets capricieux, traversant tous les éléments. L'un d'eux (*a*), rectiligne, bien visible sur la photographie, coupe en oblique la schistosité des gneiss.

En bordure du gneiss, les premiers éléments leucocrates à grain moyen sont le quartz et le plagioclase (saussuritisé). L'anorthose ne se présente pas en cristaux individualisés, mais en plaques reliées les unes aux autres par de minces filonnets contournant ou coupant les divers minéraux. Le quartz est relativement abondant, surtout suivant certains lits; il admet toujours quelques fines inclusions d'anorthose.

La biotite (plus ou moins chloritisée) est en lamelles plus grandes que dans le gneiss.

Ici, la migmatisation a provoqué le développement des éléments préexistants. Les lits micacés sont disjoints et comme écartés pour faire place aux autres minéraux. A la limite entre le gneiss et le premier lit leucocrate, les éléments sont comme entassés les uns contre les autres.

L'échantillon du vallon du Ponset (fig. 3, pl. VI) est un type voisin du précédent mais cette fois-ci le feldspath potassique est plus abondant et envahit la totalité de la roche.

La partie la plus sombre correspond à un gneiss rétro-morphosé à plagioclase et biotite, mais l'anorthose s'insère déjà entre les cristaux, en traînées diffuses.

Le lit leucocrate est à gros grain, les plagioclases (saussuritisés) sont bien développés, l'anorthose s'offre en grands cristaux plus ou moins albitisés. Le contact avec les plagioclases a lieu suivant une ligne (ou surface) sinueuse, lobée, mais sans bourgeonnement de mirmékite. Certains quartz offrent un contact analogue avec les plagioclases.

Enfin un échantillon provenant de la zone sud du Clapier (pl. VII, fig. 2) indique une autre modalité de passage aux anatexites.

La bande sombre (a), à grain fin, correspond à un gneiss plagioclasique à biotite, dans lequel s'intercalent deux lits hololeucocrates (b) de même composition, mais où la biotite est rare, sinon absente. Il n'y a pas de feldspath alcalin.

Dans la partie (c), au-delà du lit leucocrate, les éléments acquièrent très rapidement un aspect pegmatitique.

Sur 0,5 à 1 centimètre, le long de la bande claire, les seuls minéraux sont le plagioclase (An_{25}), le quartz et la biotite en cristaux bien développés, souvent mal orientés.

Le quartz renferme des inclusions de feldspath potassique. C'est seulement à la partie externe que, les éléments devenant pegmatitiques, il s'y ajoute l'anorthose, du reste albitisée. La biotite en grandes lames se concentre entre les autres éléments, sans orientation.

Composition chimique ⁽¹⁾

Deux analyses des migmatites de la région de la Cougourde donnent les valeurs ci-après :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 30.....	63 233	16,86 37	0,60	5,10 33	0,04	2,88	3,14 12	3 18	3,10 0,4	0,50	0,29
N° 31.....	70,70 357	15,90 47	0,30	1,80 17	0,02	1,10	3,30 18	2,70 18	1,55 0,28	0,50	0,01

L'analyse n° 30 concerne un échantillon analogue à celui décrit au début du paragraphe (fig. 1, pl. VI). C'est un gneiss plagioclasique à biotite.

L'analyse n° 31 correspond à un lit leucocrate ne comportant que de rares feldspaths alcalins.

La différence principale entre ces deux types porte sur les paramètres *k* et *c*.

Le premier échantillon (n° 30) est relativement riche en biotite, ce qui se traduit dans l'analyse chimique par la forte proportion de K₂O et par suite, sur la valeur de *k* (indépendamment des variations de *fm*).

Le deuxième échantillon, pauvre en biotite, a une valeur de *k* plus faible. En outre, le paramètre *c* est plus fort que dans le premier cas.

⁽¹⁾ Pour les analyses chimiques on a choisi les échantillons les moins rétro-morphosés.

L'individualisation de ce lit leucocrate serait donc due surtout à un enrichissement relatif en Na auquel s'ajoute Ca. K n'interviendrait pas dans ce premier stade, ou ferait partie des « départs ».

A l'est de la Testa della Rovina, un gneiss peu migmatisé riche en biotite, est défini par les paramètres suivants :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 32.....	55,30 163	16,30 28	1,25	8,60 46	0,06	5,10	3,50 11	2,50 15	3,90 0,5	1,20	

Un lit formé uniquement de biotite a donné les résultats suivants :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 29.....	39,00 85	19,05 25	3,80	14,95 60	0,09	8,20 0,44	1,18 3	0,10 12	8,70 0,98	2,20 3,4	0,63

Nous voyons que presque toute la potasse entre dans la composition des biotites.

La disparition de la biotite, dans ces roches, peut donc entraîner une diminution du paramètre *k*, c'est-à-dire de la proportion relative de K₂O par rapport à Na₂O.

DEUXIÈME STADE. — MIGMATITE INTERMÉDIAIRE

Nous venons d'étudier le premier degré de la migmatisation, si l'on peut dire, en direction des anatexites, stade où la schistosité cristallophyllienne se trouve encore conservée, au moins sur quelques mètres.

Un bloc éboulé de la combe de la Cougourde (fig. 1, pl. VII) montre un stade plus avancé du phénomène que précédemment. Le gneiss plagioclasiqne ne forme plus que quelques îlots emballés dans une masse leucocrate abondante, où dominent le quartz et l'anorthose.

Le reste de la roche est un mélange d'un matériel ayant la composition d'un granite holo-leucocrate riche en feldspath alcalin, avec des restes de roche-trame, représentés par des lits micacés à plagioclase et quartz. L'ensemble esquisse des allures de mouvements tourbillonnaires et capricieux.

Comme précédemment, en bordure des îlots, quartz et plagioclase se développent tandis que le feldspath alcalin ne forme que de vagues traînées entre les minéraux.

Sur la rive est du lac Long (fig. 1, pl. VIII) les roches polies offrent un type plissé moins fréquent.

Il résulte de « l'injection lit par lit » de matériel leucocrate entre les feuillets de la roche. Roche-trame et « injection » sont froissées ensemble en plis synmigmatiques désordonnés. Les lits clairs, ayant la composition d'un granite riche en anorthose, sont irréguliers. Les éléments s'accumulent dans la charnière des plis et acquièrent une structure pegmatitique. Ils peuvent même « digérer » la charnière et s'extravaser.

L'échantillon de la Cougourde (fig. 3, pl. VII) montre bien l'enrichissement privilégié de certaines zones et l'accumulation de matériel granitique aux sommets des plis.

Au microscope, seule la biotite a une extinction onduleuse dans la charnière même. Le feldspath alcalin très abondant est riche en micropertchite disposée en taches. La mirmékite s'est formée au contact des plagioclases.

Un dernier type analogue à celui du lac Long, quoique plus leucocrate, provient une fois encore de la Cougourde (pl. VIII, fig. 2). Ici le matériel leucocrate granitique est à grain fin assez régulier. Il s'est « insinué » entre des bandes de gneiss d'épaisseur variable, contenant déjà de l'anorthose. L'ensemble est affecté de plissements méandriques; en certains points le matériel granitique coupe plusieurs strates pour rejoindre un autre lit (à droite du marteau).

TROISIÈME STADE. — MIGMATITE FINALE

Au stade extrême lorsque le matériel granitique domine définitivement, la roche-trame n'est plus représentée que par des traînées micacées plus ou moins continues comme le montre l'échantillon du Caire de l'Agnel (fig. 2, pl. IX). Dans celui du sud du Gelas (fig. 1, pl. IX) les éléments leucocrates sont encore plus abondants; ils contiennent, en outre, de la cordiérite qui forme la tache sombre visible au centre de la photographie. On aurait ici le faciès des *artérites* de Sederholm.

Dans un stade encore plus poussé, les lits sont disjoints et les micas ne forment plus que des traînées indécises aboutissant au faciès nébulitique, conservant seulement des fantômes de la roche-trame. Le matériel leucocrate est à grain irrégulier. Il a la composition d'un granite, mais la structure est celle d'une anatexite, si l'on considère, en particulier, la manière d'être des feldspaths potassiques (voir remarques, p. 90).

Ces deux derniers types de roches, *artérites* et *nébulites*, couvrent la plus grande partie de la région étudiée, c'est-à-dire les hautes vallées du Boréon et surtout de la Madone de Fenestre et de la Gordolasque.

Mais localement, la transformation aboutit à un faciès homogène où toute orientation a disparu : ainsi se réalise un granite à grain moyen, ici, riche en biotite.

Composition chimique

Considérons premièrement l'analyse du faciès le plus fréquent du type *artérite* à anorthose. L'échantillon provient de la cime de Montolivo dans la Haute-Gordolasque :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 57.....	65,43 268	16,14 39	0,48	4,34 28	0,08	1,84	2,53 11	3,40 22	3,30 0,39	0,70	0,31

Les valeurs sont très voisines de celles qu'avait fournies l'analyse des migmatites de transition de la région de la Cougourde (n° 30). Ici, seul *alk* est nettement plus fort, comme le rapport *k* est cependant plus faible, c'est donc Na₂O qui varie; en outre *fm* a diminué, le faciès étant plus leucocrate.

Si du point de vue chimique la variation n'est pas très importante, du point de vue structural : *l'aluminium et le potassium entrent ici dans la formation des feldspaths.*

Les faciès leucocrates provenant de la Haute-Madone de Fenestre donnent les valeurs suivantes :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 1.....	70,96 352	14,16 41	0,19	2,13 15	0,02	0,78 0,32	2,26 12	4,21 32	3,80 0,38	0,30	0,14
N° 2.....	69,67 329	15,50 43	0,13	2,17 14	0,03	0,76 0,37	2,77 14	4,24 29	3,10 0,32	0,36	0,21
N° 49.....	73,75 406	14,70 48		0,75 7	0,05	0,40 0,47	2,10 12	3,30 33	4,55 0,47	0,25	0,24

Le n° 2 correspond à la nébulite du sommet du mont Ponset.

Le n° 1 est l'analyse d'un lit leucocrate d'une artérite de l'est du Gendarme du Balaur.

Le n° 49 est un lit granitique plus nettement individualisé dans le faciès artéritique du vallon de Baccias à l'est du Gendarme de Balaur.

Les paramètres obtenus pour les deux premières analyses sont tout à fait comparables. Le matériel devient, ici, homogène et prend une composition de type trondhjemitique.

L'échantillon de l'analyse 49 est comparable à celle d'un véritable granit calco-alcalin de type yosémitique. Le feldspath potassique y est plus abondant que dans les deux premiers cas ainsi qu'en témoignent les proportions relatives de K₂O et des éléments ferro-magnésiens. En outre K₂O tend à prédominer sur Na₂O.

Nous avons là, sans doute, le produit ultime de la différenciation de cette zone d'anatexites,

L'on verra que le granite de la Valmasque (An. nos 55, 60, 65), bien que plus riche en éléments ferro-magnésiens, conserve, entre les alcalins, le même rapport.

B. — ANATEXITES DE FACIÈS À AMPHIBOLE

Nous venons d'étudier des exemples où la roche trame était un gneiss plagioclasique à biotite relativement homogène.

Des modalités un peu différentes peuvent se présenter dans le cas d'une roche à amphibole. Nous considérerons successivement deux exemples, celui d'un gneiss à amphibole, puis celui d'une amphibolite.

1. GNEISS À AMPHIBOLE

Dans la région du Boréon affleure un gneiss lité à hornblende et biotite (fig. 1, pl. X). Les horizons riches en amphibole apparaissent en plus sombre sur la photographie. Dans la partie inférieure droite, ils sont disposés en lits minces et encore continus, bien que sans doute étirés. En revanche dans la partie haute de la photographie, ils constituaient des niveaux plus épais qui ont été dis-

joints et ne forment plus qu'une série de lentilles allongées selon la schistosité. Cette disposition est un effet du boudinage.

Nous constatons d'autre part, la « pénétration » le long de fissures⁽¹⁾ ou de joints, de matériel hololeucocrate. Celui-ci, localement, paraît s'être accumulé comme si la « matière » n'avait pu cheminer plus loin, ou bien — ces amas ne sont que des centres d'anatexie ou de différenciation, des lieux d'émission. Quoi qu'il en soit, ces veines ont des ramifications tantôt suivant la schistosité, tantôt en travers. Par place « l'apport massif » a tout brouillé, bousculé les lits, aboutissant en définitive à un mélange complexe, avec développement pegmatitique des éléments leucocrates.

Enfin, plus ou moins près de ces filons, ont pris naissance des essaims de cristaux de feldspath qui sont comme isolés dans la roche ou disposés suivant le litage du gneiss. On observe également des enrichissements en biotite.

L'enclave triangulaire du centre de la photographie a dû être à l'origine une lentille d'amphibolite analogue aux autres, mais elle a été entourée par un mince cordon de matériel leucocrate disposé, sans doute, selon des fissures. Elle n'est plus allongée suivant le litage du gneiss, mais semble avoir été tordue et avoir subi une sorte de rotation.

2. AMPHIBOLITE

Dans le vallon de Baccias (Haute Madone de Fenestre) un peu en amont du Gias, les roches polies montrent une très belle lentille d'amphibolite (pl. IX, fig. 3 et pl. X, fig. 2).

Celle-ci est parcourue par une infinité de filons de toutes tailles plus ou moins ramifiés dont les épontes sont tantôt grossièrement rectilignes et parallèles, tantôt au contraire à bords tout à fait diffus. Les premiers sont à grain fin, tandis que les autres sont à éléments grossiers souvent pegmatitiques. Les minéraux sont les mêmes dans les deux cas : le quartz, l'anorthose et les plagioclases (An_{20-35}). La biotite se trouve en général au contact de l'amphibolite.

Dans le bas de l'affleurement à droite (pl. X, fig. 2), un filon à grain fin recoupe une veine diffuse. Cette individualisation est exceptionnelle, le plus souvent ces deux types de veines se fondent l'une dans l'autre. Il semble même que ceux dont le grain est fin émanent des veines à éléments pegmatitiques.

A la partie supérieure, où se manifeste l'envahissement massif de l'amphibolite par les matériaux leucocrates, on observe le développement pegmatitique des feldspaths ainsi que l'existence de grands cristaux isolés dans la roche.

L'échantillon de la pl. IX, figure 3, provient de cet affleurement.

Les parties blanches diffuses *a* sont constituées par un peu de quartz et surtout par des plagioclases souvent pegmatitiques et saussuritisés. Ils sont criblés d'inclusions de quartz dont certaines s'éteignent ensemble. Cette disposition rappelle celle de très grandes mirmékites.

Le feldspath potassique ne se présente pas ici en phénocristaux mais associé au quartz en réalisant une structure micropegmatitique. Quartz et anorthose semblent être venus en dernier lieu. Ils forment ainsi de nombreuses taches *c* répandues dans toute la roche.

Les parties sombres correspondent à de la hornblende brune en voie de chloritisation. Les plagioclases, peu abondants, sont saussuritisés. Le sphène est présent.

Enfin, toute la roche est parcourue par d'innombrables filonnets qui recoupent indifféremment toutes les parties.

⁽¹⁾ J'entends ici par « fissure » quelque chose qui a pu servir de cheminement, mais qui n'était pas originellement une cassure béante.

Les uns sont visibles en *b* sur la photographie figure 3, planche IX; ils sont en général rectilignes et correspondent à d'anciennes cassures remplies par un mélange de feldspaths (plagioclase saussuritisé, et, plus souvent, anorthose), et de quartz, auquel s'ajoutent en proportion variable les débris rétrotransformés de la roche.

Les autres filonnets plus fins, au trajet capricieux, comportent presque uniquement de l'anorthose seul ou associé à du quartz en plus faible quantité. Ils sont surtout visibles au microscope et traversent indifféremment tous les minéraux y compris les plagioclases à inclusion de quartz. Cette pénétration du feldspath potassique et du quartz est donc postérieure à la formation des phénocristaux de plagioclases.

En outre, toute la roche est parsemée de taches constituées par du quartz et de l'anorthose en association micropegmatitique.

Lorsque le matériel leucocrate devient plus abondant, il ne subsiste plus que des fragments isolés de l'amphibolite; on réalise ainsi le faciès des *agmatites* de Sederholm.

L'analyse de cet échantillon donne les chiffres suivants :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 91.....	49,85 115	14,25 20	1,05 52	8,70	0,23	9,55 0,63	9,40 23	0,82 5	2,35 0,66	0,65	0,09

Les paramètres LACROIX sont : III. 5. 4. 2'.

Les valeurs des paramètres de Niggli se rapprochent beaucoup de la formule idéale des ortho-amphibolites établie par P. LAPADU-HARGUES sauf pour *mg* qui devrait être inférieur à 0,5. En outre *k* est trop élevé, mais on peut penser que cela est dû à la présence d'anorthose ou à la séricite des plagioclases.

Les paramètres de LACROIX classeraient cette roche dans la famille des gabbros sauf quant à 2'. Mais nous avons vu que l'excès de potasse était sans doute dû à une « contamination ».

C. — REMARQUES SUR LA STRUCTURE MICROGRAPHIQUE DES MIGMATITES

Par suite de la rétrotransformation qu'elles ont subie ces roches ne se prêtent d'ordinaire pas à une étude de la structure micrographique des anatexites. Cependant, certains échantillons moins transformés m'ont permis d'observer les faits suivants, qui sont bien connus mais qu'il m'a paru intéressant de rappeler ici.

1° Contacts anorthose-plagioclase :

a. Les contours du plagioclase sont lobés et denticulés. Certains débris apparaissent comme isolés dans l'anorthose. Mais il est bien certain que nous n'observons qu'une surface, et que, ce qui nous y apparaît comme isolé, est peut-être relié au reste du cristal par un pédoncule situé dans un autre plan. Cette disposition met en évidence l'allure profondément « corrodée » du plagioclase;

b. Au contact de l'anorthose, le plagioclase est bordé en général à l'intérieur par une bande plus ou moins large d'albite, dans de rares cas où j'ai pu la vérifier, le plagioclase étant alors l'oligoclase;

c. La formation de mirmékite est absolument constante. Elle est beaucoup plus développée

dans les faciès nébulitiques ou granitiques. L'anorthose apparaît toujours chargée de beaucoup de microperthite.

2° Les plagioclases des enclaves ou des vestiges sont souvent traversés par un chevelu d'anorthose. Celle-ci s'insinue quelquefois suivant les clivages, plus rarement suivant les plans de macle.

En bordure des enclaves, les plagioclases réalisent fréquemment la structure poecilitique englobant des gouttes de quartz, parfois aussi des gouttes d'anorthose.

3° La biotite dans les faciès nébulitiques a l'air déchirée, étirée.

Dans les zones de plissement, elle semble légèrement tordue et son extinction est onduleuse.

4° Les phénomènes cataclastiques, qui seraient attribuables à l'« injection », ne sont pas nets et je n'ai pu les distinguer des écrasements qui ont affecté postérieurement le cristallophyllien.

D. — GRANITES LIÉS AUX ANATEXITES.

Ces granites sont de deux types :

- a. Concordants avec les anatexites;
- b. Discordants.

a. *Les granites concordants* [199], indépendants du granite de la Valmasque.

Ils sont plus particulièrement développés dans la haute vallée de la Madone de Fenestre entre le Saint-Robert et le Gelas.

Ce granite forme des bandes verticales orientées nord-sud à peu près concordantes avec les anatexites; cependant le faciès granitique est plus fréquent au bas des crêtes qu'en haut. Il semble, d'autre part, se développer au détriment des roches encaissantes. Sur ses bords il peut présenter la même orientation que celles-ci.

C'est un granite de teinte gris-bleu à biotite et muscovite. Ses feldspaths sont l'anorthose et l'albite. On peut y observer de rares petits grenats.

L'analyse d'un échantillon de ce granite pris près du lac cotant 2 500 mètres, au sud du Saint-Robert a donné les valeurs :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 50.....	75,20 <i>441</i>	14,60 <i>50</i>	0,65	0,65 <i>9</i>	0,03	0,25 <i>0,25</i>	1,40 <i>9</i>	3,30 <i>32</i>	3,60 <i>0,42</i>	0,15	0,35

Elles correspondent au type aplitique d'un granite normal.

Si nous les comparons aux analyses des faciès leucocrates 1 et 2 (p. 92) des anatexites, nous constatons une certaine différence soulignée par la valeur du paramètre *k* plus élevé ici. La roche est proportionnellement plus riche en K₂O. Autrement dit, les migmatites appartiennent encore à un type dioritique tandis que les filons concordants prennent nettement la composition d'un granite.

Le granite même de la Valmasque, comme nous le verrons, donne des paramètres assez différents, mais le rapport *k* étant toujours voisin de 0,45, l'on peut penser que ces roches sont à rapporter à la même famille.

b. *Les granites discordants* forment des filons recoupant les anatexites (dyadisites [199]). Ce sont généralement des granites aplitiques, leucocrates, soit à plagioclase, soit à albite, toujours à muscovite.

Les analyses chimiques en donnent les valeurs suivantes :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fin</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 40.....	71,73 377	15,36 48	0,99	0,59 9	0,02	0,25 0,2	0,91 5	3,78 38	5,77 0,5	0,08	0,23
N° 48.....	76,05 491	13,24 50	0,80	0,78 15	0,03	0,70 0,43	0,83 6	2,50 29	3,10 0,45	0,20	0,23
N° 3.....	75,43 462	13,75 50	0,09	1,06 6	0,02	0,03 0,03	0,80 5	4,22 39	3,63 0,36	0,08	0,12
N° 46.....	72,20 374	17,20 53		0,65 8	0,07	0,70 0,63	2,05 11	3,30 28	3,40 0,4	0,15	0,30
N° 47.....	75,85 468	14,60 53		0,20 4	0,06	0,30 0,64	1,55 10	3,00 33	3,80 0,45	0,25	0,29
N° 51.....	70,80 339	16,50 47	0,65	1,45 21	0,06	1,65	2,25 11	2,50 21	3,15 0,47	0,25	0,19

Ces roches se placent dans les granites aplitiques, elles se groupent assez bien en deux ensembles riches en SiO₂.

1° Ceux où *c* est faible : ce sont les granites à albite (40, 48 et 3);

2° Ceux où *c* est plus élevé : ce sont ceux qui ont de l'albite ou de l'oligoclase (46, 47 et 51).

Seul le n° 3 serait à classer dans la famille des granites sodiques par suite de la valeur relativement faible de *k*.

Si nous comparons ces analyses avec celles des granites concordants nous voyons qu'il n'y a pas de différence essentielle. Les filons 40 et 48 sont un peu plus riches en K₂O (contrairement au n° 3) et moins riches en CaO. Les échantillons 46 et 47, plus leucocrates, ont des paramètres *c* un peu plus forts.

On peut donc penser que ces filons marquent ici le terme ultime de l'évolution géochimique générale vers un enrichissement relatif en K₂O à partir des anatexites. Nous verrons que le granite d'anatexie occupe une place intermédiaire entre ces deux extrêmes.

* * *

LE GRANITE À ENCLAVES DE LA VALMASQUE

Le granite de la Valmasque n'occupe qu'une très petite surface dans la région étudiée, ainsi que le montre la planche 2, fig. 2.

C'est le pétrographe ROCCATI [290] qui, le premier, l'a séparé des gneiss et lui a donné le nom de granite d'Entraque-Tende⁽¹⁾.

Il le décrit comme un granite à « inclusions » c'est-à-dire à enclaves, le figurant très schématiquement sur une carte au 1/100 000.

L'auteur distinguait deux types d'enclaves : les unes à pyroxène, disposées en boules, les

(1) Ce nom d'Entraque-Tende fut choisi par Roccati parce que cette formation affleurerait sur le territoire de ces deux communes. Actuellement il faudrait y ajouter une troisième commune. Il m'a paru plus logique de lui donner un nom local comme pour toutes les autres formations étudiées dans cet ouvrage.

autres à amphiboles formant des lambeaux plus ou moins allongés. ROCCATI avait noté sommairement l'irrégularité de leur répartition, se réservant de donner des détails ultérieurement dans un ouvrage qui n'a jamais paru.

Il nous dit seulement que les « enclaves à pyroxène vert » sont répandues sporadiquement mais prédominent en trois régions :

- 1° Dans le groupe Brocan-Fenestrelle;
- 2° Dans le passage supérieur du Muraion;
- 3° Dans les pentes de la Cima dell'Agnello.

Ces trois régions sont en Italie.

Seule la partie de cette étrange formation qui se trouve en territoire français m'a été accessible, aussi ne fournirai-je qu'un bref aperçu, limité d'ailleurs à une simple énumération car il s'agit à peine du vingtième de sa surface totale.

Pour acquérir une véritable signification, l'étude détaillée des enclaves devra être étendue au versant italien.

En zone française, le granite à enclaves (voir pl. 2) m'est connu surtout dans le haut vallon de la Valmasque, notamment dans la région des lacs Noir, Vert, du Basto et de l'Agnel; vers l'ouest, dans la crête séparant la Valmasque de la Gordolasque, il est recouvert par les anatexites de Fenestre. Cependant on le trouve encore au col de la Fous et au col situé entre la Cima Lusiera et la Cima Ciamineias et dans les vallons de même nom.

Le granite est peu homogène, toujours à enclaves basiques, irrégulièrement réparties. A sa partie supérieure sous les anatexites de Fenestre, au col de la Fous, est réalisé le faciès des agmatites décrit par SEDERHOLM [316 et 317].

I. — RÉGION DU COL DE LA FOUS

Une coupe approximativement est-ouest (fig. 9) entre le lac Vert de la Valmasque et le col de la Fous donne de haut en bas la succession suivante :

7. Anatexites à biotite (cime 2915);
6. Zone à enclaves mélanocrates, de pyroxénites souvent arrondies, (au nord du col, au pied de la cime 2915);
5. Zone à enclaves plus claires, surtout calcaires (au col même);
4. Zone à enclaves mélanocrates généralement anguleuses, formées de hornblendite. Faciès des agmatites (20 mètres en dessous du col, revers est);
3. Zone à lambeaux d'amphibolite. Faciès des agmatites (60 mètres en dessous du col, revers est);
2. Zone à enclaves mélanocrates en général arrondies;
1. Zone à enclaves claires : actinotites.

Nous étudierons successivement les différentes zones d'enclaves.

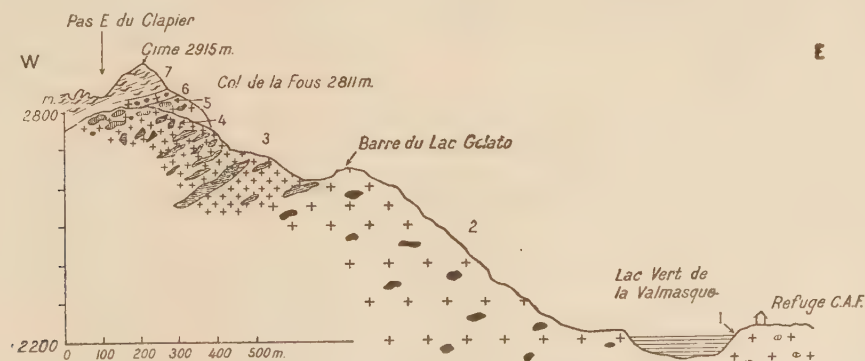


FIG. 9. — Coupe du lac Vert de la Valmasque au col de la Fous.
Légende dans le texte.

1. ZONE À ENCLAVES CLAIRES

Les enclaves règnent dans les barres dominant à l'est les lacs de la Valmasque. Elles y sont rares et très dispersées. Notons tout de suite que, par leur nature, elles se rapprochent de celles de la zone (5) du col de la Fous.

Considérons d'abord les enclaves, puis le granite.

Les enclaves.

Généralement arrondies et de petites dimensions (de 5 à 20 cm), elles possèdent un centre sombre et une bordure claire.

Leur centre est constitué par de l'actinote et de la trémolite enchevêtrées. Certaines enclaves « contaminées » contiennent de la biotite.

L'analyse d'une des enclaves de type courant a donné :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 36.....	49,50 <i>94</i>	5,85 <i>7</i>	0,80	6,80 <i>59</i>	0,45	16,50 <i>0,79</i>	15,60 <i>32</i>	1,00 <i>2</i>	0,50 <i>0,24</i>	0,30	0,09

La pauvreté en Al₂O₃ se traduit par la présence de l'actinote ou de la trémolite, suivant la proportion de FeO et Fe₂O₃. Par ailleurs, la roche est relativement riche en MgO et CaO. Les alcalins sont en très faible quantité. Dès lors, une certaine ambiguïté subsiste quant à l'origine de l'enclave; nous y reviendrons dans le paragraphe suivant.

La bordure comprend, de l'intérieur vers l'extérieur :

1° Une zone large de 1 à 3 centimètres, formée par des fibres de trémolite allongées perpendiculairement à la surface de l'enclave. Accessoirement, la chlorite s'associe à l'amphibole. L'actinote peut remplacer en tout ou en partie la trémolite, surtout vers le granite;

2° Une zone large à peine de 1/2 centimètre où la biotite vert ou brun-vert est soit associée à la trémolite à axe parallèle, soit disposée en tous sens, tissant une sorte de mince enveloppe au contact du granite.

Le granite.

Entre les enclaves, et lorsque celles-ci sont peu abondantes, le granite tend vers une structure homogène à grain moyen. L'anorthose en grands cristaux est toujours très perthitisée et un peu albitisée.

Le plagioclase est souvent saussuritisé et difficile à déterminer. Il semble avoir une composition variable suivant les points. Les deux valeurs extrêmes sont An₂₀ et An₃₅. La biotite est généralement abondante. La hornblende lui est souvent associée surtout aux alentours des enclaves.

L'allanite est fréquente.

L'analyse d'un échantillon des lacs de la Valmasque donne :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	PO ₂₅	<i>C fm</i>
N° 22....	66,50 <i>269</i>	15,30 <i>37</i>	0,95	4,10 <i>31</i>	0,10	2,42 <i>0,4</i>	3,02 <i>13</i>	2,95 <i>19</i>	3,00 <i>0,4</i>	0,55	0,09	<i>0,42</i>

Les paramètres LACROIX sont : I (II). 4. 2 (3). 3 (4). A_a = 36 %.

C'est un granite calco-alcalin, avec une tendance au type grano-dioritique. La composition virtuelle des plagioclases correspond à l'oligoclase-andésine.

2. ZONE À ENCLAVES MÉLANOCRATES

2. Elle est bien représentée dans les barres dominant, au sud, le lac Gelato, c'est-à-dire vers 2 550-2 600 mètres, et au nord, sur la rive ouest du lac de l'Agnel.

Les enclaves sont sombres, en général arrondies, disséminées, sans bordure particulière au contact du granite.

L'amphibole est la hornblende brune ferrière, on y observe parfois de rares plagioclases séricitisés et de la biotite.

Le sphène est localement abondant.

L'analyse d'un de ces échantillons, dénué de plagioclase, donne les valeurs suivantes :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fin</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 52.....	45,75 84	11,38 12	3,16	9,14 66	0,19	17,05	9,83 19	0,67 3	1,15 0,5	0,20	0,32

Paramètres de LACROIX : III (IV). 5. 4. 3.

Cette analyse nous indique une roche nettement différente de la précédente (n° 36). En effet, l'alumine est proportionnellement plus abondante, ce qui se traduit par la présence de la hornblende. La biotite, bien qu'extrêmement rare, correspond à une quantité de K₂O supérieure à Na₂O et trahit la « contamination » granitique. CaO est nettement plus faible tandis que les éléments ferromagnésiens sont plus importants.

Cette roche a le caractère d'une ortho-amphibolite.

3. ZONE À LAMBEAUX D'AMPHIBOLITE

Cette formation affleure au revers est du col de la Fous. Son toit se trouve 6 mètres au-dessous du col. Ici se réalise le faciès des agmatites de Sederholm; les photographies planche XI, figures 3 et 4, montrent la manière dont elles se présentent sur le terrain. Nous étudierons, d'une part les amphibolites, d'autre part, le granite.

Les parties sombres de la roche, plus ou moins schisteuses, sont une amphibolite un peu feldspathique, à hornblende brune ferrière ou à actinote. Le plagioclase est soit transformé en un agrégat de séricite, soit saussuritisé.

Les lits leucocrates ont un aspect verdâtre; ils sont formés par des plagioclases plus ou moins séricitisés et chloritisés indéterminables, du quartz, de la chlorite verte et un peu de calcite. Ils sont bordés par une association de cristaux de chlorite, de calcite et de magnétite provenant sans doute de la transformation de l'amphibole.

Les filonnets, transversaux ou obliques, contiennent en outre un feldspath potassique presque complètement albitisé.

L'analyse d'un échantillon riche en actinote a fourni les valeurs suivantes :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fin</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 69.....	51,30 117	6,00 8	2,25	3,80 51 4	0,10	11,85 0,8	16,25 40	0,20 0,9	0,30 0,5	0,45	0,04

On voit que la roche est pauvre en alumine, mais riche en CaO et MgO. Ce type est comparable à l'actinotite de la première zone (analyse 36). La même ambiguïté, que celle précédemment constatée, demeure quant à la nature originelle de ces lambeaux. L'abondance relative de CaO incite à penser que l'amphibolite provient du métamorphisme d'un calcaire magnésien, mais celui-ci aurait dû être très siliceux.

Le *granite* enveloppant ces enclaves n'est pas homogène, il est tantôt presque complètement leucocrate, tantôt, au contraire, relativement sombre. Il est riche en plagioclases (séricitisés ou saussuritisés).

L'anorthose est albitisée, elle a souvent acquis un développement porphyroblastique. Le quartz, jamais abondant, est irrégulièrement distribué. La biotite est associée à l'épidote ou à la hornblende verte, celle-ci peut entièrement remplacer le mica et même dominer sur les autres minéraux. Son abondance locale est le dernier vestige d'anciennes enclaves.

4. ZONE D'ENCLAVES MÉLANOCRATES PLUS OU MOINS ANGULEUSES

Les roches polies du col de la Fous montrent comme précédemment des faciès d'agmatite très caractéristiques (pl. XI, fig. 1).

Les enclaves sont constituées de parties, les unes sombres, les autres leucocrates.

Les parties sombres sont une amphibolite (hornblendite) comportant uniquement de la hornblende (vert sombre à brun) et une faible quantité de plagioclase complètement rétro-morphosé. Le sphène est relativement abondant. Le diopside est quelquefois présent.

Les parties leucocrates contiennent : du diopside auquel peuvent s'associer quelques cristaux de hornblende; un feutrage sériciteux provenant sans doute de l'altération de plagioclases forme le fond de la roche. Le sphène est toujours assez abondant. L'apatite, assez rare, est en petits grains isolés.

L'analyse des parties sombres a donné :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 68.....	41,30 82	18,95 22	3,10	9,95 51	0,35	9,80 0,57	10,15 22	0,90 5	3,00 0,7	0,85	0,24

Le potassium provient de la séricite des plagioclases et peut être attribué à la contamination du granite.

Cette analyse montre une proportion notable de Al₂O₃ qui entre dans la composition de la hornblende. En outre, la quantité de FeO et Fe₂O₃ est relativement plus importante que dans les autres enclaves puisque *mg* = 0,57.

Comme celles de la zone 2 cette enclave a les caractères d'une ortho-amphibolite.

Le contact avec le granite est généralement tranché. Sur 1 ou 2 centimètres, la roche encaissante est presque complètement leucocrate.

Dans certains cas, cependant, le passage est progressif, les plagioclases deviennent plus abondants, l'amphibole diminue, il s'y ajoute du quartz et de l'anorthose. Celle-ci s'insère entre les autres feldspaths et envoie des filonnets dans l'enclave.

La hornblende de l'enclave au contact de l'anorthose s'est transformée en chlorite, sphène et épidote.

Le granite encaissant est soit presque complètement leucocrate et ne contenant alors que de l'épidote, soit plus ou moins sombre et chargé de hornblende fraîche de néoformation.

L'anorthose très perthitisée est abondante, elle est à structure poecilitique et forme souvent des porphyroblastes.

5. ZONE À ENCLAVES PLUS CLAIRES GÉNÉRALEMENT CALCAIRES

Ces enclaves sont de trois types.

a. *Les enclaves les plus fréquentes comportent deux parties.*

Le centre correspond à une roche grise ou verdâtre constituée par un mélange enchevêtré de calcite, talc et chlorite auxquels s'adjoint parfois de la trémolite. En outre, la roche est parsemée de minéraux opaques.

L'étude en lumière réfléchie, effectuée par M. GEOFFROY, montre la présence de chromite et de magnétite (l'analyse chimique donne, en outre, 18 % de Cr_2O_3). Enfin, on observe dans certains échantillons de la céladonite résultant probablement de l'altération du pyroxène.

L'analyse de l'échantillon étudié en lumière réfléchie a donné :

	SiO_2 <i>si</i>	Al_2O_3 <i>al</i>	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na_2O <i>alk</i>	K_2O <i>k</i>	TiO_2	P_2O_5	CO_2
N° 70.....	23,00 <i>40</i>	3,90 <i>17</i>	18,80	15,00	2,30 <i>61</i>	0,15	14,90 <i>0,6</i>	11,70 <i>21,7</i>	0,05 <i>0,3</i>	0,20 <i>0,6</i>	0,15	0,01	8,50

Dans le calcul des paramètres de P. NIGGLI, Cr_2O_3 est compté avec Al_2O_3 , ce qui donne pour *al* une valeur anormalement élevée.

La proportion de Cr_2O_3 et Fe_2O_3 exclut pour cette roche l'origine uniquement sédimentaire que l'on aurait été tenté de lui donner à première vue, en raison de la présence de la calcite et de la proportion relativement élevée de MgO .

La chromite est le plus souvent associée à des roches ultrabasiques. Le talc, la trémolite et les carbonates peuvent provenir de la transformation complète d'une telle roche, au cours d'un métamorphisme général. Le spinelle fournira alors le meilleur indice permettant de reconnaître la nature originelle de l'enclave⁽¹⁾. En outre, la présence de céladonite, minéral provenant de l'altération de pyroxène, militerait en faveur de l'attribution de l'enclave à une roche ultrabasique. On peut également penser à une roche de contact, une dolomie qui se trouverait enrichie en chromite et en magnétite.

Les enclaves sont entourées d'une sorte d'auréole fibreuse, claire, légèrement verdâtre, devenant vert foncé à noir au contact du granite. L'épaisseur de cette auréole passe de 1 à 10 centimètres selon les échantillons.

Les parties claires, onctueuses au toucher, sont formées par une association de talc et chlorite⁽²⁾ auxquels peut s'ajouter la trémolite. Vers l'extérieur l'actinote prend part sur 1/2 à 1 centimètre à la formation des fibres, puis apparaît la biotite, dans les parties foncées, au contact du granite. La hornblende est souvent associée à la biotite ou la remplace.

b. *Un autre type moins fréquent* montre, au centre, du quartz en grains ou en cristaux allongés. Il s'y ajoute, suivant des proportions variables, de l'amphibole en gerbe (trémolite ou actinote), du talc et de la chlorite incolore.

⁽¹⁾ HARKER, 1950, p. 277.

⁽²⁾ Détermination aimablement effectuée par M^{lle} CAILLÈRE.

Comme précédemment, une auréole fibreuse entoure le noyau, mais, ici, elle est en général formée seulement de trémolite ou d'actinote.

L'analyse du centre d'une enclave, relativement riche en amphibole a donné :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂
N° 67.....	64,90 168	4,40 7	1,80	2,70 73	0,17	16,60 0,87	6,80 19	0,20 1	0,35 0,53	0,20	0,05	Néant.

C'est un type très différent des précédents comme le suggère, du reste, la composition minéralogique. SiO₂ est élevé. La proportion de MgO est beaucoup plus importante que celle de CaO, *al* et *alk* demeurent faibles, Cr₂O₃ n'est qu'à l'état de trace.

Quelle origine attribuer à cette roche?

L'abondance anormale du quartz dans cette zone fait penser à une sorte de concentration ou de diffusion sélective de la silice à l'intérieur de l'enclave⁽¹⁾. Si l'on devait admettre, comme dans le cas des enclaves du Châtelet, une action hydrothermale, celle-ci se serait produite avant la migmatitisation. Il me semble donc difficile de conclure. Toutefois, on peut penser que cette enclave a sans doute une origine analogue à la précédente.

c. Le dernier type, fort rare, est représenté par une enclave (60) contenant essentiellement de l'actinote verte, un feldspath alcalin peu abondant et de la biotite verte. A la bordure immédiate (61) la roche est formée d'anorthose un peu perthitisée, de quartz, de l'actinote et de rares biotites vertes; il ne semble pas y avoir de plagioclase.

Le granite encaissant (62) à 3 ou 4 centimètres de l'enclave renferme alors des plagioclases.

Ces trois parties ont été analysées et donnent les valeurs suivantes :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 60.....	54,10 110	6,00 7	1,45	5,00 68	0,29	18,80 0,84	9,40 21	0,60 4	2,35 0,74	0,25	
N° 61.....	64,85 217	11,65 23	1,00	1,90 47	0,10	7,80 0,83	3,30 12	0,50 18	7,60 0,91	0,25	0,07
N° 62.....	68,00 276	16,50 39		1,25 27	0,07	3,70 0,84	2,50 11	3,10 23	4,20 0,47	0,25	0,11

Paramètres Lacroix :

N° 60 : IV. 5. 3. 2.

N° 62 : I (II). 4. 2. 3.

$$A_n = 31 \text{ } \%$$

La comparaison de ces analyses fait ressortir les faits suivants :

1° La richesse en K₂O de l'enclave; le maximum étant atteint dans la zone même du contact avec le granite;

2° Le granite contient plus de Na₂O que l'enclave;

⁽¹⁾ M. CHENEVOY, Erasme FILIPPI, J. JUNG. — Métasomatose des enclaves de serpentine dans les gneiss du Châtelet (Creuse) en quartzite à fuchsite. *C.R. Ac. Sc.*, t. 229, 1949, p. 135-137.

3° De l'enclave vers le granite, on constate une variation de *si*, *al*, *alk*, qui vont en augmentant tandis que *fm* et *c* diminuent.

Ici la « contamination » de l'enclave s'effectue d'une manière différente du cas précédent. La diffusion de la silice entraîne à sa suite K et, très faiblement, AL. A part les proportions de K₂O et SiO₂, cette enclave est tout à fait comparable à celle de la zone 1 des bancs de la Valmasque.

6. ZONE À ENCLAVES MÉLANOCRATES (PYROXÉNITES)

Cette zone affleure surtout à la partie nord du col de la Fous au pied de la cime 2915. Les enclaves y montrent une légère transformation au contact de la roche encaissante.

Leur centre est constitué par de l'augite en structure enchevêtrée, à laquelle s'associent quelques cristaux de hornblende et de très rares plagioclases séricitisés. ROCCATI y signale, sur le versant italien, la présence fréquente de l'omphacite chromifère.

Le noyau pyroxénique est entouré d'une bordure uniquement formée par de la hornblende et des plagioclases, ceux-ci sont alors plus abondants que dans l'enclave.

L'ensemble est recoupé par des filonnets de quartz spongieux, renfermant toujours de l'anorthose.

Le granite encaissant est à hornblende.

Les analyses ci-dessous correspondent :

N° 59 et 63 à des enclaves;

N° 64 au granite immédiatement au contact de 63;

N° 65 au granite à 4 ou 5 cm du contact.

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 59.....	50,10 95	4,30 5	0,80	4,30 55	0,11	16,60 0,81	18,65 38	0,30 2	1,20 0,72	0,40	0,32
N° 63.....	49,00 97	2,40 3	6,85	10,60 58	0,45	10,30 0,52	17,40 37	0,50 2	0,85 0,53	0,40	0,12
N° 64.....	63,56 247	17,00 39	1,33	2,85 24	0,11	1,90 0,44	3,50 14	3,25 23	4,20 0,46	0,30	0,58
N° 65.....	69,50 301	12,70 32	1,35	2,75 29	0,13	2,25 0,5	2,55 12	3,50 27	4,50 0,46	0,30	0,14

Paramètres Lacroix :

N° 59 : IV' . 5. 3. 2. [I. (1) 2. (2) 3. (1) 2.]

N° 63 : IV (V). 5. 2. 3.

N° 64 : I (II). 4. 2'. 3.

N° 65 : I (II). 4'. 2. 3.

An = 33 %.

An = 16 %.

La comparaison de ces analyses montre entre les deux enclaves 59 et 63 une nette différence dans la proportion de FeO + Fe₂O₃ et MgO. Elle se traduit par des variations importantes du paramètre *mg* qui, de 0,81 pour l'échantillon 59, n'atteint que 0,52 pour l'enclave n° 63. Les paramètres Lacroix indiqueraient cependant une origine sédimentaire pour cette dernière roche.

De l'enclave vers le granite, comme dans le cas précédent, nous constatons une augmentation progressive des paramètres *si*, *al* et *alk*, tandis que *c* et *fm* diminuent. Cependant, *al* et *fm* montrent une légère anomalie par rapport au granite puisque *al* est plus grand au contact même comme s'il n'avait pu pénétrer dans l'enclave et se soit accumulé; *fm* est plus petit, les éléments ferro-magnésiens sembleraient avoir migré plus loin.

Enfin, contrairement à ce que nous avons observé précédemment, il n'y a pas de concentration de K₂O au contact du granite et de l'enclave, il n'y a pas eu (ou très peu), pour l'échantillon n° 63, de diffusion de K₂O, par contre, elle fut légère pour la roche n° 59.

Le granite lui-même, dans toute cette zone, n'est jamais homogène; il est toujours soit à biotite, soit à hornblende.

Les plagioclases sont le plus souvent saussuritisés ou séricitisés et par suite difficiles à déterminer. Les valeurs limites sont An₁₅ et An₃₅.

Les analyses de deux échantillons choisis dans une zone relativement homogène, mais à hornblende, donnent les valeurs suivantes, très voisines de celles du n° 65 au voisinage de l'enclave. L'un des échantillons (n° 66) provient du col de la Fous, l'autre du haut vallon de Ciamineias.

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅	<i>c'fm</i>
N° 55.....	69,26 326	13,40 37	0,80	2,25 24	0,10	1,57	3,30 17	2,87 22	3,10 0,43	0,50	0,40	
N° 66.....	66,90 292	15,00 39	1,65	2,85 29	0,08	2,10 0,46	2,35 11	2,60 21	3,60 0,47	0,80	0,45	0,4

Les paramètres Lacroix sont :

N° 55 : I (II). (3) 4. (2) 3. 3,

An 36 ‰.

N° 66 : I (II). (3) 4. 2 . 3

An 29 ‰.

L'analyse n° 55 montre une plus grande proportion de CaO, le paramètre *c* atteint 17, mais les alcalins sont toujours relativement abondants et *k* reste supérieur à 0,4; c'est le seul endomorphisme que nous puissions constater. Le plagioclase calculé est alors l'oligoclase-andésine An₃₆.

Le granite est de type monzonitique.

7. ZONE DE L'ANATEXITE

C'est l'anatexite typique de Fenestre que nous avons décrite précédemment (p. 91). Elle est à biotite.

J'en rappellerai seulement les paramètres :

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>
N° 57.....	268	39	28	11	22	0,39

Nous voyons que cette roche ne diffère du granite de la Valmasque que par la valeur du paramètre *k*. Les anatexites sont moins potassiques

Dans la région de la cîme de Montolivo, cette anatexite comporte de rares lentilles d'amphibolite à grenat et augite. L'analyse chimique a donné les valeurs suivantes montrant un type de roche différent des enclaves précédentes.

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 56.....	47,85 <i>115</i>	14,60 <i>21</i>	3,45	8,70 <i>47</i>	0,23	6,50 <i>0,5</i>	8,80 <i>23</i>	3,55 <i>9</i>	0,65 <i>0,11</i>	2,15	0,39

II. — RÉGIONS AVOISINANTES

Les différents termes de la coupe que nous venons d'étudier ne se retrouvent pas aussi clairement dans les autres régions; en particulier, les enclaves calcaires de la zone 5 sont relativement limitées au col de la Fous. J'en ai cependant observé dans le vallon de Ciamineias, mais extrêmement rares.

Dans le cirque du lac de l'Agnel, il n'y a que des actinotites, qui peuvent correspondre à cette zone. Au revers italien, je n'ai parcouru que les roches polies qui émergent dans la partie E du glacier du Clapier.

Les enclaves y sont de deux types : des actinotites et des serpentines. Ces dernières n'existent pas au col de la Fous.

Ainsi, sur le versant français, la répartition des enclaves selon des bancs ne s'observe guère qu'au col de la Fous. On peut donc se demander si cette disposition est fortuite ou non. Seule, une étude dans les régions italiennes permettra, peut être, de conclure.

III. — REMARQUES

La région que nous venons d'étudier nous montre des enclaves d'aspects divers :

- d'une part : des pyroxénites, des actinotites, des hornblendites, des serpentines (glacier du Clapier);
- d'autre part : des calcaires magnésiens à talc et trémolite localement à chromite; des quartzites à talc et trémolite.

Toutes ces enclaves sont liées à la zone du granite d'anatexie.

Je n'ai pas noté, ici, de type intermédiaire entre les enclaves et le granite, mais seulement une abondance locale de hornblende (enclaves polygènes), le feldspath potassique est d'ailleurs toujours présent et même souvent abondant.

La répartition des enclaves semble obéir à un ordre déterminé, en particulier les enclaves calcaires forment une zone bien définie.

En outre, les lambeaux d'amphibolites témoignent d'une certaine schistosité qui serait due au métamorphisme régional antérieur à la migmatisation.

Les analyses chimiques de ces enclaves mettent en évidence un certain nombre de faits qui sont résumés ci-après :

1° Elles contiennent toutes une proportion notable de SiO_2 .

2° Elles sont calcaréo-magnésiennes.

Les paramètres c , fm , mg sont élevés; seul l'échantillon n° 63 est plus riche en fer, et celui-ci se trouve dans les mêmes proportions que Mg.

3° Suivant la valeur du paramètre al , nous les classons en deux groupes :

- a. Celles qui sont peu alumineuses : $al \leq 8$. Ce sont les actinotites et les pyroxénites;
- b. Celles qui sont plus alumineuses, al peut atteindre 12 et 22 dans les échantillons n°s 52 et 68. Ce sont des hornblendites.

4° L'une de ces enclaves contient de la *chromite* en proportion non négligeable (Cr_2O_3 atteint 18,80 %), elle est à talc, trémolite et calcite.

5° Toutes sont pauvres en alcalins : alk ne dépasse pas 5.

Quelle est l'origine des enclaves ?

Leur nature calcaréo-magnésienne incite à penser à première vue à une *origine sédimentaire*. Mais il se peut que les faits soient plus complexes. En effet :

La présence de la *chromite* en quantité notable serait l'indice que, à l'origine, l'enclave aurait appartenu soit à une ancienne roche ultrabasique complètement métamorphisée, soit à sa zone de contact avec les terrains sédimentaires encaissants.

Les *hornblendites* associées à ces enclaves à chromite (zones 2 et 4) semblent être des ortho-amphibolites.

La présence de *minéraux chromifères* telle l'omphacite dans les pyroxénites du versant italien incite, à évoquer d'anciennes roches ultrabasiques.

Enfin les *serpentes* (glacier du Clapier) proviennent le plus souvent de la transformation de roches du groupe des péridotites.

Tout concourt vers l'hypothèse d'une origine « éruptive » de certaines de ces enclaves; l'ensemble de la formation résulterait de l'évolution de roches ultrabasiques du groupe des péridotites ou des pyroxénolites⁽¹⁾ peut-être disposées en sills dans un complexe sédimentaire qui pouvait admettre des niveaux dolomitiques.

Cette hypothèse de l'association de roches éruptives de divers types et de dépôts sédimentaires rendrait compte de la diversité des enclaves et de leur disposition en zones.

Ne connaissant pas la totalité de la formation, mais seulement une très petite partie, je crois prématuré de tirer de cette étude locale une conclusion d'ensemble, et l'interprétation ci-dessus n'est proposée qu'à titre de suggestion.

Nous excluons toutefois d'ores et déjà l'hypothèse d'une ségrégation magmatique, par suite de la nature et de la disposition des enclaves.

⁽¹⁾ Les massifs de roches ultrabasiques et en particulier les péridotites sont fréquemment « altérés ». Cette altération est souvent due à une autométasomatose de caractère hydrothermal conduisant à des concentrations en Si, Mg ou Ca. Les roches réalisées ont de ce fait des teneurs anormales en l'un ou l'autre de ces éléments, perdent leur type « éruptif » et se rapprochent des roches sédimentaires (TURNER [23]).

Le granite.

Nous n'en connaissons que le matériel qui unit les enclaves. Il a la composition constante d'un granite calco-alcalin à biotite ou hornblende. Localement il peut revêtir un faciès mélanocrate en se chargeant en amphibole. C'est un granite d'anatexie ainsi que le soulignent :

- a. Son passage progressif aux anatexites de Fenestre.
- b. La similitude de composition chimique de ces deux roches.
- c. Son aspect hétérogène, les traînées capricieuses et tourbillonnaires des biotites, sa texture fluidale entre les enclaves.
- d. Le faciès des agmatites réalisé à son toit.

L'étude des contacts du granite et des enclaves ainsi que de leurs rapports réciproques met en évidence les faits suivants :

Au contact des enclaves la composition du granite ne varie pas notablement bien que parfois la hornblende remplace la biotite et qu'il soit leucocrate, un peu plus riche en K_2O .

En revanche au contact même, les enclaves peu alumineuses sont limitées par une gaine de minéraux contenant de l'alumine (biotite ou hornblende), mais la « contamination » est faible et ne dépasse pas 1 ou 2 centimètres.

En outre les actinotites et les roches carbonatées sont entourées de trémolite et de talc en fibres rayonnantes auxquelles peuvent s'adjoindre quelques paillettes de chlorite incolore formant une sorte de collerette entre le centre et la bordure de biotite. Cette cristallisation me paraît due à l'action du granite, mais sans qu'il semble s'être produit de diffusions importantes, sauf peut-être quant à Si ; Al ne pénètre pratiquement pas dans les enclaves.

La présence des enclaves polygènes paraît bien prouver que le granite s'est formé au moins en partie aux dépens de la roche préexistente.

Dans le faciès agmatique, certaines enclaves semblent s'être déplacées dans le magma granitique (pl. XI, fig. 1).

Les lambeaux d'amphibolites (fig. 2, pl. XI) montrent des feuillets qui paraissent avoir été écartés par le matériel granitique et même des fragments qui auraient été séparés les uns des autres par étirement.

Le granite se présente donc comme le résultat de la transformation d'anciennes roches et comme un « magma intrusif ».

Cette transformation se serait effectuée par taches ou suivant des zones privilégiées, laissant subsister des îlots de nature variée. Le « magma » granitique s'étant ainsi formé, et alors doué d'une certaine mobilité (structure fluidale), était probablement peu actif. Les îlots ne pouvant plus réagir ont constitué des enclaves d'un type particulier puisque les phénomènes de diffusions aux contacts sont faibles, sauf peut-être en ce qui concerne la silice.

Il y aurait eu, en quelque sorte, incompatibilité entre les enclaves et le granite.

*
* *

ÉVOLUTION DU COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE

L'étude des différents termes du complexe de Chastillon-Valmasque nous montre du point de vue régional les faits suivants :

I. *Les gneiss de Chastillon*, relativement monotones, sont constitués surtout par des gneiss à biotite et sillimanite ou des gneiss plus riches en quartz, à biotite ou amphibole.

I B.

Ils proviennent de la transformation d'une série assez banale de schistes souvent gréseux, parfois un peu calcareux.

Tous ces gneiss sont redressés à la verticale.

II. *Les migmatites des Adus*, qui apparaissent déjà dès le nord du vallon de Chastillon, réalisent deux types : soit des *migmatites litées* à schistosité cristallophyllienne conservée, réalisant le type des gneiss injectés « lit par lit » ou des embréchites, soit des *migmatites à aspect granitique*, à schistosité floue ou contournée, présentant déjà le faciès des anatexites.

La migmatisation est progressive du nord-ouest vers le sud-est, mais irrégulièrement distribuée d'est en ouest. On observe côte à côte, sans lois de répartition, les gneiss, les migmatites litées, les migmatites à faciès de granite.

III. *Les anatexites de Fenestre*, faisant suite aux migmatites des Adus, vers le sud-est, occupent toute une vaste région, du Boréon à la Valmasque. Leur étude a montré que :

1° *La roche trame était un gneiss*. Celui-ci constitue les vestiges, les fantômes, des séries anciennes. Certains filots n'ont pratiquement pas été touchés lors de la migmatisation. Nous avons seulement constaté que les éléments des gneiss étaient traversés par des filonnets d'anorthose. Ceux-ci sont, tantôt plus ou moins rectilignes comme s'il s'agissait de fissures, tantôt au contraire au trajet capricieux, à la manière d'une goutte de pluie coulant sur une vitre; les cristaux ne sont pas fissurés mais comme dissous; épidote, calcite, chlorite, muscovite, ont été parfois entraînées dans ces filonnets. Ces phénomènes indiquent la postériorité de l'anorthose par rapport aux autres éléments : le cristal de plagioclase devait être formé pour être traversé.

Les gneiss semblent plus rétro-morphosés que les anatexites encaissantes, mais ceci est peut-être dû à l'absence de feldspath potassique dans ces vestiges.

En outre, en bordure des vestiges, on constate la recristallisation des éléments préexistants qui ont une tendance à se développer.

2° Il semble que *le gneiss ait été redressé sinon avant la migmatisation, du moins avant la fin du phénomène*, ainsi qu'en témoigne la disposition des vestiges des séries anciennes.

3° Par contre, les plis *synmigmatiques*, les *zones tourbillonnaires* dans les anatexites semblent indiquer *l'existence de mouvements contemporains de la migmatisation.*

La roche trame n'est plus représentée que par des lits ou des traînées de biotite à laquelle s'associent, accessoirement, la sillimanite ou le grenat. La roche entière est reconstruite bien qu'éléments leucocrates et mélanocrates restent encore séparés et conservent la marque de la schistosité cristallophyllienne.

L'ensemble a acquis, de ce fait, une certaine plasticité, plasticité que ne possèdent pas les vestiges gneissiques qui eux, ne sont jamais plissotés.

Nous distinguons donc trois stades successifs :

a. Gneissification.

b. Plissement avec, probablement, début de la migmatisation.

c. Migmatisation qui atteint les gneiss redressés alors que les efforts tectoniques continuaient à s'exercer.

Ces étapes peuvent faire partie du même cycle ou appartenir à des cycles différents, mais nous manquons d'argument pour en décider, la rétro-morphose masquant les détails. Mais je pense qu'il s'agit ici d'un même cycle, et qu'il ne s'est pas produit de coupure importante entre les épisodes a et b ci-dessus..

IV. *Le granite de la Valmasque* est une curieuse formation admettant partout où je l'ai étudiée des *enclaves basiques*. Elle se poursuit en Italie avec les mêmes caractères, couvrant une surface de 120 kilomètres carrés environ, entaillée sur plus de 1 000 mètres d'épaisseur par les vallées.

L'étude limitée au secteur français (1/20 de la surface) met en évidence les faits suivants :

1° Le granite de la Valmasque est un *granite d'anatexie*.

2° Il se présente à la fois comme le résultat de la transformation des roches préexistantes et comme un « magma » intrusif.

3° Il ne semble pas avoir subi d'endomorphisme au contact des enclaves; sa composition chimique varie peu. Quant aux enclaves, elles ne témoignent que d'une très faible diffusion de Al (formation pelliculaire de biotite ou de hornblende) et probablement Si à leur périphérie. Elles ne se comportent pas comme dans un granite intrusif où les réactions auraient été plus importantes.

4° Les enclaves, très diverses, semblent provenir de la transformation d'un complexe de roches basiques ou ultrabasiques qui auraient été disposées en sills dans un ensemble sédimentaire.

*
* *
*

Du point de vue géochimique, il serait vain, dans cette région où les roches ont été rétromorphosées à des degrés divers, de tenter de reconstituer une évolution générale en partant du gneiss de Chastillon pour aboutir au granite de la Valmasque. Nous nous sommes bornés à des comparaisons locales.

On peut cependant, dans le domaine des anatexites de Fenestre, constater une double évolution.

1° Vers le type du granite de la Valmasque : type monzonitique où K_2O est proportionnellement plus abondant que dans les anatexites.

2° Vers le type des granites concordants : type alcalin. Au terme ultime de cette évolution seraient les filons discordants, où deux tendances se manifestent :

a. Vers la série potassique.

b. Vers la série sodique.

CHAPITRE VII

LE COMPLEXE DE MALINVERN-ARGENTERA

(pl. 2, fig. 2, et pl. XII-XIX)

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	111
LES MIGMATITES.	
I. <i>Étude régionale</i>	112
1° Région à l'ouest du granite.....	112
2° Région du granite de l'Argentera	114
3° Région à l'est du granite.....	114
II. <i>Étude pétrographique</i>	115
A. Anatexites du Malinvern.....	115
a. Type de la région du Malinvern.....	116
b. Type du col de la Lombarde.....	117
B. Anatexites de Comba Grossa.....	119
	* * *
LES GRANITES, LES FILONS GRANITQUES, LES APLITES.	
I. <i>Le granite</i>	121
1° Étude pétrographique.....	121
2° Altérations du granite.....	123
3° Contacts du granite.....	123
II. <i>Les filons granitiques</i>	125
III. <i>Les aplites</i>	127
	* * *
LES LAMPROPHYRES	127
	* * *
ÉVOLUTION DU COMPLEXE MALINVERN-ARGENTERA.....	129

INTRODUCTION

Le granite de l'Argentera, les migmatites de Malinvern et de Comba Grossa s'étendent à l'ouest et au nord du complexe de Chastillon-Valmasque, du col de la Lombarde au col du Mercantour (pl. 2, fig. 2). Le granite occupe une position médiane dans cet ensemble, qu'il coupe en deux parties, il se développe sur la crête frontière entre la Bassa del Druos et le col du Pagari de Salesses.

Ce complexe est uniquement constitué par les migmatites et le granite. Nous n'en connaissons pas, en général, le point de départ, c'est-à-dire la série non migmatisée, hormis, peut-être, des lentilles ou enclaves dans les migmatites. Elles montrent alors soit un micaschiste à biotite, soit des quartzites à biotite. Cependant, en certains points, notamment au col de la Lombarde, la roche trame est formée par les migmatites des Adus qui, après avoir subi une rétro-morphose et avoir recristallisé, ont été soumises à une nouvelle migmatisation. La manière d'être de ce phénomène, aussi bien que la nature du matériel leucocrate « injecté », sont différents de ceux qui ont abouti à la formation des anatexites de Fenestre.

Quoi qu'il en soit, ces migmatites réalisent deux types d'anatexites :

- 1° Le faciès hétérogène, riche en biotite : les anatexites de Malinvern;
- 2° Le faciès homogène hololeucocrate : les anatexites de Comba Grossa.

Ces roches ne sont pas en général rétro-morphosées, cependant des actions pneumatolytiques ou hydrothermales tardives, ou tout à fait postérieures, ont affecté très localement cet ensemble et y ont produit des phénomènes analogues à la rétro-morphose — en particulier, la chloritisation de

la biotite; mais ces transformations sont toujours accompagnées, dans la roche, de la naissance de cristaux de quartz associés à des minéraux opaques tels que les sulfures.

Nous décrirons successivement les migmatites, le granite, les filons.

*
* *

LES MIGMATITES

I. — ÉTUDE RÉGIONALE

L'étude régionale s'effectuera du nord-ouest vers le sud-est, d'abord à l'ouest du granite, puis à l'est.

1. RÉGION À L'OUEST DU GRANITE

A. — ZONE COMPRISE ENTRE LE COL DE LA LOMBARDE ET LA CIME DE LA LOMBARDE

La région immédiatement à l'est du col de la Lombarde, plus précisément des Cases Lombardes, est constituée par les anatexites du Malinvern, formées, comme nous l'avons vu, aux dépens des migmatites des Adus. Elles montrent une alternance de roches à biotite et de roches à amphibole, voire d'amphibolites.

Ces dernières sont à hornblende brune. L'une d'elles présente un intérêt particulier. La carrière ouverte pour l'entrée d'un blockhaus ⁽¹⁾ y montre l'association d'une bande de serpentine. Le microscope y révèle en outre des pyroxènes ouralitisés. Cette roche provient probablement de la transformation d'une ancienne roche éruptive disposée en un filon-couche. L'on peut penser à une origine analogue pour les autres bancs d'amphibolite qui l'accompagnent.

La crête, vers la cime de la Lombarde, est constituée en partie par des anatexites de Comba Grossa, à rares enclaves de micaschistes à biotite et sillimanite, et de quartzites à biotite. Vers le sommet, on retrouve les anatexites du Malinvern, avec, ici, des amphibolites et des éclogites, axées N. 30° W. Peut-être doit-on rapprocher ces dernières roches de celles du col de la Lombarde.

Au delà de la crête frontière, l'éperon au nord-est de la cime de la Lombarde est formé par les anatexites de Comba Grossa.

Il n'est guère possible de définir une direction dans les anatexites. Soulignons seulement que les amphibolites du col de la Lombarde sont axées N.W.-S.E. et que, pour cette raison, je les avais séparées autrefois du complexe de Chastillon [115]. Il ne me semble pas que cette distinction doive être maintenue.

B. — ZONE COMPRISE ENTRE LA CIME DE LA LOMBARDE ET LA TESTA COMBA GROSSA

L'ensemble de la formation, étendue du col à la cime de la Lombarde, se poursuit vers le sud-est dans la Cima di Vermeil et la crête 2 720-2 677, comme l'indique la carte.

Dans la crête partant du sommet 2 720 en direction du point coté 2 677 et dans celle de la Cima di Vermeil, on observe souvent que le pied des falaises est formé d'anatexites analogues à celles de Comba Grossa. Il semble donc que la série se trouvait dans sa position actuelle lors de la formation de ces anatexites de Comba Grossa. Les anatexites du Malinvern ont l'air d'avoir été « mangées » par leur base.

Les migmatites de Comba Grossa encadrant la cime de la Lombarde dessinent deux bandes allongées du N.N.W. au S.S.E. Celle du nord-est, d'abord entièrement en Italie, atteint la frontière à la Testa Comba Grossa et constitue jusqu'à la cote 2 689 la crête qui se dirige vers le sud et le sud-ouest. À partir de ce point règne le granite qui conserve à sa surface deux lambeaux d'anatexites du Malinvern.

Le contact entre le granite et les migmatites de Comba Grossa est flou.

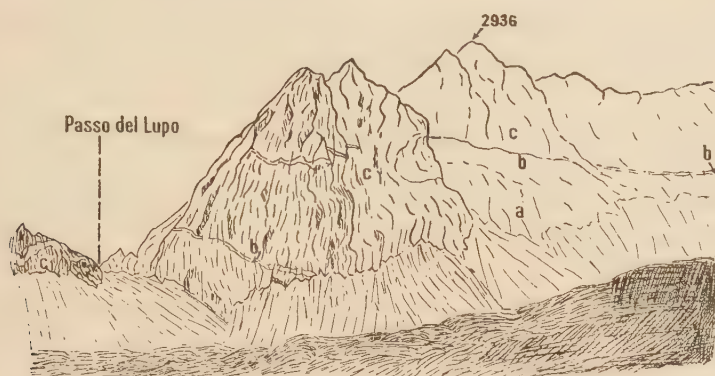
⁽¹⁾ Coordonnées 984,8/222,7. Carte géologique au 1/50.000. Feuille Saint-Étienne-de-Tinée, 1954.

C. — CIRQUE DE TERRA RUBBIA OU DU MALINVERN, DU PASSO DEL LUPO AU COLLE MERCERA

Un peu à l'ouest du Passo del Lupo les anatexites qui règnent à la Testa Comba Grossa sont en contact avec les anatexites de Malinvern qui forment toute la crête jusqu'au Mont Malinvern et la Bassa del Druos. Le passage est extrêmement rapide entre les deux formations.

Au nord-est du Passo del Lupo, le pied de la paroi sud de la cime portant la cote 2936 est formé par une grosse masse blanche. Celle-ci comprend deux parties (fig. 10) :

La partie inférieure a est l'anatexite de Comba Grossa à faciès d'embréchite litée, holo-



W

FIG. 10. — Région du Malinvern.

E

- a. Anatexites de Comba Grossa.
- b. Filons de granite à grain fin.
- c. Anatexites de Malinvern.

leucocrate. A sa base, elle est en contact avec une migmatite plagioclasique qui passe insensiblement aux anatexites micacées à microcline;

A sa partie supérieure, un granite à grain fin, non aligné, forme un filon b à bords grossièrement parallèles d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. Le contact est net, à son toit, avec les migmatites de Malinvern c, il l'est moins au mur avec l'anatexite leucocrate.

Enfin, filon et anatexite sont recoupés par une aplitite. Les autres filons granitiques visibles au fond du cirque sont de composition analogue à celle de la masse principale b.

Le Malinvern (fig. 11) est constitué par les anatexites a qui portent son nom. Le sommet même, comme la cime 2936 que nous venons de décrire, est plus riche en éléments leucocrates. Ces anatexites sont recoupées par de nombreux filons de granite clair à grain fin b, aux tracés capricieux, sinueux. Ils semblent venir de la profondeur, se ramifient, s'anastomosent et participent localement, par des extrémités chevelues, à l'injection de la roche.



FIG. 11. — Le cirque du Malinvern vu du S.W.

- a. Anatexites du Malinvern.
- b. Filons de granite à grain fin.

Anatexites et filons se poursuivent également dans la crête entre la cime du Malinvern et la cime portant la cote 2 701 au nord de la Baisse del Druos et dans les roches polies situées au nord du lac de Terra Rubbia.

La Baisse elle-même est dans des anatexites analogues à celles de Comba Grossa, mais la biotite et la sillimanite n'y sont que rarement alignées. Ces migmatites se développent en Italie, deviennent orientées et dessinent une bande allongée du N.N.W. au S.S.E. dans la région du lac Valscura.

Au nord de la Baisse, dans la paroi sud de 2 701, le faciès des migmatites est un peu différent de celui du Malinvern.

Vers le sud, la série est recoupée par le granite de l'Argentera, mais la crête vers la Cima di Tavel est encore couronnée par les anatexites du Malinvern.

[E. — ZONE ENTRE COLLE MERCERA ET LE TORRENT DE MOLLIÈRES

A l'ouest du granite, dans la haute vallée de Chastillon, le glacière masque la plus grande partie de la région et il n'est pas possible de savoir si les migmatites du Malinvern se prolongent ici.

Par contre, les abords du Colle Mercera, sur quelques mètres, comportent des gneiss ou des embréchites des Adus rétrotransformées, complètement imprégnées de microcline frais. Ce phénomène est dû au granite de l'Argentera et la roche réalisée est à rapporter aux migmatites du Malinvern.

Au N.N.E. de Case Torte, dans la région de Mollières, une roche leucocrate recoupée par le vallon di Tavel est tout à fait analogue aux anatexites de Comba Grossa. Elle contient en enclave des gneiss de Chastillon.

2. RÉGION DU GRANITE DE L'ARGENTERA

Dans toute cette région, sont éparpillés çà et là des lambeaux d'anatexites du Malinvern posés sur le granite.

Ils forment d'ordinaire le haut des crêtes ou les sommets, notamment à la Testa di Tavel, la Testa del Claus, la Punta Colletas et, dans la région du lac Nègre, la Testa de Tablasses, au nord, et la Punta de Roghé au sud, pour ne citer que les plus importants.

Ces lambeaux correspondent à la couverture normale du massif — à son toit. Ils y sont « cloués » par des apophyses granitiques. Ainsi, prouvent-ils que le granite ne s'élevait guère au-dessus du niveau où nous l'observons actuellement.

3. RÉGION À L'EST DU GRANITE

La région située à l'est du col du Pagari de Salesses et jusqu'au mont Pelago est constituée par des anatexites en tout point assimilables à celle de l'ouest, c'est-à-dire aux anatexites du Malinvern.

Les migmatites du Malinvern forment toute la crête frontière, depuis le col du Pagari jusqu'à l'ouest de celui de Ciriégia, tandis que le granite s'observe seulement dans la combe de Naucetas et dans le vallon de Salesses. Au col du Pagari, on passe, insensiblement mais rapidement, du granite aux anatexites du Malinvern. Le contact n'est pas tranché mais progressif.

La Serre de Terras, à l'est de la combe de Naucetas, est constituée par des roches holo-leucocrates. Elles sont l'équivalent des anatexites de Comba Grossa, dont elles ont la même direction d'alignement.

La Serre de Bous ainsi que celle de Guadir à l'est de celle de Terras montrent l'intrication de ces deux types d'anatexites.

Au versant est du mont Caval (Serre de Bous) qui domine la vallée du même nom, les anatexites de Comba Grossa dessinent à mi-hauteur comme une large guirlande d'une centaine de mètres d'épaisseur, encadrée par les anatexites du Malinvern.

Ces roches leucocrates se présentent à la manière d'un laccolithe, mais il n'est pas possible

d'évoquer une origine intrusive ou éruptive à leur sujet. En fait, *elles se sont formées in situ*, aux dépens de la roche encaissante. La trame subsiste à l'état de vestiges sous forme de traînées de biotite et de sillimanite.

Plus à l'est, les anatexites du Malinvern forment encore une partie de la cime du Mercantour. Dans les Caires Nègres du Mercantour, il ne demeure plus que des lambeaux curieusement disposés en coins inclinés vers le sud, fichés dans les anatexites de Comba Grossa.

Les migmatites du Malinvern et de Comba Grossa sont recoupées par de puissants filons de granite à grain fin, notamment dans le cirque du lac du Mercantour.

Plus au sud-est, le mont Pelago dresse sa masse puissante au-dessus du Boréon avec des anatexites leucocrates que nous rapportons encore à celles de Comba Grossa. On y trouve les mêmes éléments minéralogiques, la même composition chimique, la même direction dans l'alignement des minéraux. Mais il n'est pas exclu que, au moins en partie, la roche du mont Pelago résulte de la transformation des migmatites de Fenestre. Peut-être doit-on envisager à ce sujet une palingénèse.

Vers le sud-est, les roches du mont Pelago se fondent littéralement dans les migmatites de Fenestre sans qu'il soit possible de tracer une démarcation entre elles sur le terrain. Cette limite n'apparaît pas mieux, du reste, vers l'est, c'est-à-dire vers les lacs Besson et la Testa della Rovina. Les anatexites de Fenestre y sont faiblement imprégnées de microcline.

J'ai attribué au complexe de Chastillon-Valmasque les roches rétro-morphosées qui commencent d'apparaître à l'est du col du Mercantour.

Remarque. — La cime Ghilié, qui se trouve au nord-est du col du Mercantour dans la région où règnent les anatexites de Fenestre, est constituée par une roche que je ne connais pas ailleurs. Il s'agit de bancs d'un matériel granitique particulier. On y trouve l'oligoclase (An_{30}), le microcline, le quartz, offrant une structure en général finement grenue, parfois à gros grains ou pegmatitique. Ces minéraux sont disposés en lits, séparés par des traînées non alignées de sillimanite et biotite auxquelles s'associent de petits grains de grenat souvent très abondants. Cette roche est peut-être à rapprocher des anatexites de Comba Grossa plutôt que de celles de Fenestre.

On y observe en outre, des nids pegmatitiques avec de la tourmaline en gerbes.

À l'est de la cime Ghilié, notamment à la Testa della Rovina, existent, dans les anatexites de Fenestre, des sortes de coins à allure synclinale formés de migmatites très riches en biotite, généralement écrasées, allongées du nord-ouest au sud-est. Par leur nature et leur orientation, ces lambeaux diffèrent des roches encaissantes; il se peut que l'on doive les rapporter aux anatexites du Malinvern.

II. — ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Comme pour les migmatites de Fenestre nous montrerons, par quelques exemples pris soit sur des affleurements, soit sur des échantillons, la manière dont se présentent les différentes roches sur le terrain, et nous examinerons leur composition.

A. — ANATEXITES DU MALINVERN

Nous étudierons successivement les deux types, savoir :

- a. Les migmatites de la région du Malinvern;
- b. Les migmatites du col de la Lombarde et celles de Colle Mercera, qui ont été élaborées aux dépens du complexe de Chastillon-Fenestre.

Ces deux types de migmatites passent insensiblement de l'un à l'autre.

A. — TYPE DES MIGMATITES DE LA RÉGION DU MALINVERN

La région la plus intéressante de ce point de vue est le cirque du Malinvern ou della Terra Rubbia (pl. XII) dans la haute vallée de Chastillon.

Les anatexites se présentent comme un mélange hétérogène. La roche trame n'est pas réellement reconnaissable. Elle n'est plus représentée que par des feuillets micacés à sillimanite où la biotite se développe en grandes lames. Le matériel leucocrate se répartit très irrégulièrement, soit « lit par lit », soit en amas lenticulaires à grains de tailles variables. Lorsqu'il devient pegmatitique, il envahit les secteurs voisins, passant d'un lit à l'autre et formant comme une sorte de foyer d'incendie dont les « ravages » se propagent tout autour et progressent d'une manière diffuse.

L'ensemble de la roche est souvent plissoté, contourné. Le matériel granitique montre alors une tendance à migrer vers la tête des plis, acquérant une structure pegmatitique, puis, recoupant brusquement les feuillets micacés déjà étirés, il s'extravase, traverse deux ou trois lits et s'arrête en se mélangeant avec les autres éléments leucocrates.

Ces anatexites sont très typiques dans la région de Chastillon et ce sont elles qui, par altération donnent les teintes de rouille sombre tranchant sur le blanc du granite de l'Argentera.

Les roches polies du pied ouest du Malinvern offrent un beau champ d'observation.

La photographie (figure 2, pl. XIV) montre en *a* un faciès de gneiss rubané encore à plagioclase (An_{25-30}), mais dans lequel, seuls, les lits fins leucocrates *b*, de 1/2 à 1 centimètre sont à microcline. Une bande diffuse de pegmatite également à microcline recoupe tout l'ensemble. Elle émet de nombreuses apophyses qui participent, du reste à « l'injection » et se mélangent avec les autres éléments de la roche où elle semble se « propager par dissolution », en *c*, elle dessine comme une sorte de « ruissellement ».

En *d*, le matériel granitique de grain variable forme une bande contournée, comportant des vestiges riches en biotite, à laquelle s'associe en petite quantité de la sillimanite. La pegmatite envahit, sans ordre et par taches, tout ce secteur.

Enfin, toujours sur cette même photographie, il y a non loin du marteau, en *e*, une roche plus sombre : une sorte de concentration ferro-magnésienne *ne contenant que de la biotite*. Cette dernière semble en certains points, au contact de la roche encaissante, envahir les feldspaths qu'elle traverse de part en part.

L'affleurement voisin du précédent (fig. 1, pl. XIV), offre quelques différences.

Le faciès à grain fin et à structure grenue renferme un peu de microcline. Il est disposé localement, selon une bande oblique par rapport à la schistosité de la migmatite, à la manière d'un filon, mais les micas y sont un peu alignés parallèlement aux épontes. La pegmatite semble l'accompagner, mais tend à l'envahir.

Dans le reste de la roche, le matériel de composition granitique, à microcline, fréquemment à gros grain, est disposé irrégulièrement entre les feuillets micacés. Il forme soit des filets plus ou moins plissotés avec les micas, soit des amas, comme des taches, à développement pegmatitique *b*, « bousculant » les autres éléments ou s'étant formés à leur détriment.

Enfin des plis (soulignés sur la figure) sont dessinés par les bandes à grain fin : celles-ci s'effilent souvent par étirement selon les flancs des plis. La pegmatite qui est, au moins en partie, postérieure, oblitère fréquemment la trace de ces accidents.

Ces déformations se sont effectuées durant la migmatisation.

Près du *Passo del Lupo*, un exemple particulièrement intéressant est donné par la photographie (pl. XIII, fig. 1).

En bas, à droite, la zone *a* est constituée par un gneiss rubané à plagioclase (An_{25-30}). Au microscope, la roche dioritique est à grain fin avec tendance à la structure grenue, elle passe sur les côtés à un gneiss micacé d'aspect « injecté » plus ou moins plissoté.

Au sein des feuillets micacés, la biotite, bien développée, est associée à la sillimanite. Les lits leucocrates, irréguliers, sont essentiellement composés de quartz et de plagioclase (An_{25-30}) comme dans le faciès rubané, mais ici la structure est hétérogène et à gros grain.

Avec une proportion plus forte d'éléments leucocrates, il s'y ajoute du microcline qui s'insinue d'abord entre les autres minéraux, puis s'individualise en cristaux, avec formation de mirmékite au contact des plagioclases. Le microcline tend à s'albitiser à partir des micropertithes.

Dans le reste de la roche, se trouvent de nombreuses bandes *b*, contournées, de gneiss à grain fin, tantôt à microcline et plagioclase, tantôt à plagioclase seul; elles naissent, s'élargissent, s'étirent et se perdent; elles sont parsemées de pegmatite diffuse.

En haut de la photographie, la partie *c* n'est pas l'équivalent de la partie *a*, car la roche contient du microcline; le matériel est donc ici de composition granitique avec une structure presque grenue, la biotite, rare, n'est que vaguement alignée. Vers le marteau, la bande prend un aspect « fluidal ».

Entre les deux parties, règne une zone confuse de mélange *d*. Elle est envahie par un matériel diffus leucocrate à gros grain, qui est comme entouré d'une nuée feldspathique, accentuant l'hétérogénéité de la roche. Le microcline est abondant et la roche tend vers la structure pegmatitique. On observe de gros amas de quartz et des plagioclases An_{20-25} , en grands cristaux.

En bordure de ce mélange, le matériel s'insinue sur quelques centimètres, entre les feuillets micacés qu'il semble déranger, comme s'il les avait écartés, et l'on voit côte à côte des microclines légèrement albitisés et des microclines à micropertithes très frais.

Le gneiss rubané *a*, lui aussi, est envahi par le microcline en cristaux poëciloblastiques, les plagioclases et la biotite ont une tendance à se développer comme s'ils avaient été nourris.

Cet ensemble leucocrate, pegmatitique, apparaît donc comme nettement postérieur; postérieur aussi en partie aux plissements qui ont donné à la roche son allure générale.

Dans la région au nord de la Bassa del Druos, le faciès des migmatites est un peu différent (pl. XV, fig. 1).

La roche, riche en quartz, semble un gneiss plagioclasiq; le matériel granitique, souvent pegmatitique, se dispose plus ou moins selon la schistosité de la roche ou forme des amas dispersés.

La biotite est chloritisée, les plagioclases sont — par place — saussuritisés; en outre, on observe des minéraux opaques dans les fissures. Cette migmatite a subi une transformation tardive — à moins qu'elle ne représente un îlot de migmatites des Adus.

B. — TYPE DES MIGMATITES DU COL DE LA LOMBARDE

Les anatexites du col de la Lombarde se présentent sur le terrain d'une manière un peu différente de celles de la région du Malinvern même. En effet la roche-trame est soit le gneiss de Chastillon, soit la migmatite des Adus.

Les migmatites des Adus ont souvent l'aspect de gneiss avec de petits yeux de feldspath, d'embranchites litées à anorthose albitisée. Elles sont parcourues par des pegmatites diffuses à microcline du même type que celles des anatexites de la région du Malinvern (*a*) (fig. 2, pl. XV).

En outre, à l'examen microscopique on constate :

1° L'existence d'une rétro-morphose assez poussée, plus ou moins accompagnée d'écrasement. Cette rétro-morphose est la même que celle qui a atteint le complexe de Chastillon-Valmasque.

2° La naissance (ou la recristallisation) à partir des produits engendrés par la rétro-morphose de la biotite, l'albite, l'épidote (ou la zoïsité), la muscovite, le quartz. La biotite, en particulier, se développe sans orientation, indifférente aux autres minéraux.

Ces migmatites renferment ici des bandes allongées d'amphibolite, passant à des amphibolites feldspathiques. Elles sont parcourues par des filons à matériel leucocrate plus ou moins diffus.

Composition chimique

Ces migmatites du col de la Lombarde ont fait l'objet de deux analyses :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 25.....	63,65 226	16,35 34		5,05 32	0,06	3,20	3,10 12	4,00 22	3,50 0,36	0,45	0,15
N° 42.....	67,20 282	13,52 33	1,33	3,48 30	0,07	2,06	3,56 16	3,06 21	3,08 0,4	0,76	0,12

Ces analyses sont très comparables à celles des migmatites de la Cougourde, ce qui incite à attribuer les roches au complexe Chastillon-Valmasque.

Au *Colle Mercera*, les migmatites s'élaborent aux dépens du gneiss de Chastillon qui prend un aspect leucocrate. Au microscope, le gneiss apparaît comme entièrement «imbibé» de microcline qui entoure les autres minéraux, s'insère partout, dans toutes les fissures, et semble avoir fait sa place au détriment des autres éléments, notamment des plagioclases, comme s'il les avait dissous. Il ne reste plus que des squelettes des anciens feldspaths.

L'analyse chimique donne les résultats suivants :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 38.....	66,77 294	14,98 39	1,72	2,71 25	0,05	1,83	1,77 8	3,93 28	3,97 0,4	0,71	0,24

Rappelons-nous que les gneiss de Chastillon (N° 95, p. 83) avaient donné les paramètres :

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>
168	37	41	9	13	0,56

La comparaison de ces valeurs montre pour la migmatite du *Colle Mercera* un net enrichissement en SiO₂ et en alcalins; *alk* passe de 13 à 28, mais *k* diminue; c'est donc surtout Na₂O qui augmente. Le paramètre *fm*, plus faible, traduit la diminution relative des micas.

REMARQUES

Pour compléter cette étude je ferai quelques remarques sur les biotitites et les tourmalinites.

1° Biotitites (pl. XVI, fig. 2)

Dans la région où ont été prises ces photographies et notamment à la surface des roches polies on constate çà et là au milieu des migmatites la présence de sortes de lentilles dispersées sans ordre, généralement de faible dimension (30 à 50 cm de long sur 30 cm de large au plus) qui sont presque essentiellement formées de biotite.

Ce minéral est d'un brun roux, plus clair que le mica de la roche encaissante. Il forme de larges lames enchevêtrées. L'apatite lui est parfois associée, ou encore le grenat, en gros cristaux ayant leurs formes propres. Vers la périphérie, au contact de la roche encaissante, la sillimanite s'associe à la biotite. En outre, l'une des préparations montre des plagioclases (oligoclase An_{25-30}) littéralement « envahis » par la biotite et la sillimanite en fibres allongées; ces deux minéraux traversent les plagioclases de part en part.

En d'autres cas, le contact avec la roche encaissante ne présente aucun fait particulier, il y a simplement passage de l'une à l'autre.

Nous avons donc ici une concentration ferro-magnésienne locale, sans que l'on doive parler de « front basique ».

Un autre cas, différent, s'observe à l'est du col de la Lombarde (pl. XVI, fig. 1).

Les migmatites sont recoupées obliquement par un filon qui se présente à la fois comme un granite à grain fin et une pegmatite à grands cristaux (4 à 5 cm) de microcline frais. Il est accompagné à son toit par une bande de biotite large de 2 à 25 centimètres et visible sur 5 à 6 mètres.

La biotite, en grandes lames très fraîches, est accompagnée d'apatite extrêmement abondante. A la seule extrémité que l'on puisse observer, la biotite paraît se charger en plagioclases; en fait ceux-ci semblent « mangés par le mica », puis il s'y ajoute du quartz et du microcline.

On aurait donc, ici aussi, une sorte de condensation ferro-magnésienne locale.

2^o Tourmalinites

Elles se présentent d'une manière analogue, mais en amas plus restreints ou en bandes.

En général, elles sont essentiellement constituées de tourmaline, bien que parfois s'y ajoute le quartz. Un exemple m'a montré une association de biotite et tourmaline où il semble que la biotite soit envahie par la tourmaline.

De nombreuses hypothèses ont été formulées sur la tourmalinisation. Ici, nos données sont trop incomplètes pour que nous puissions formuler une opinion. Ces roches sont en tout cas liées à la zone d'anatexie et semblent plus spécialement en rapport avec les dernières manifestations, c'est-à-dire avec l'arrivée des pegmatites.

B. — LES ANATEXITES DE COMBA GROSSA

Les anatexites hololeucocrates qui s'individualisent au milieu des anatexites du Malinvern présentent un type particulier. Elles ont acquis la composition d'un granite, dont les éléments sont en général encore alignés, bien qu'en certains points, ils forment des traînées capricieuses. Elles présentent en somme le faciès d'embranchites leucocrates. Elles contiennent des enclaves de la roche encaissante, c'est-à-dire les anatexites du Malinvern, ainsi que des micaschistes et des quartzites.

La masse leucocrate du pied de la cime 2936 (nord-ouest du [Malinvern] [fig. 10, p. 113] nous en offre un bel exemple. L'examen microscopique révèle que la roche a la composition d'un granite alcalin. Mais on y rencontre deux types de microcline: l'un est trouble, aux microperthites peu nettes, en taches, maclées d'albite; l'autre forme de grands cristaux parfois porphyroblastiques, très frais, à microperthites en film, non maclée. Ce microcline enserme quelquefois le vieux microcline.

La biotite, à laquelle est associée la sillimanite, est encore alignée et montre les vestiges de la roche-trame qui devait être un schiste. On observe également quelques petits grenats et des grains d'apatite.

Il semble que la roche se soit formée en deux temps ou ait subi une reprise au cours de sa migmatisation.

Le contact avec les anatexites du Malinvern est assez net, malgré une étroite zone de passage.

La Testa Comba Grossa est constituée par une anatexite qui ressemble beaucoup à la précédente, à ceci près que les vestiges de la trame ont pratiquement disparu. La roche prend l'aspect

d'un granite aux éléments alignés avec souvent des cristaux porphyroblastiques orientés de microcline.

Le microscope révèle un aspect confus : les cristaux de quartz et de feldspath sont souvent brisés et ressoudés. Le microcline, qui prédomine, a une structure pœcilitique, il contient des microperthites en film ou en tache. Les grands cristaux sont généralement intacts, mais englobent des débris des autres feldspaths. L'aspect est celui d'un orthogneiss. La migmatite a été écrasée au cours de sa formation *et avant sa consolidation définitive*.

Des traînées de micas, biotite et muscovite, d'une part et d'autre part, de la sillimanite, allongée en fibres, plus ou moins transformée en séricite, demeurent les seuls vestiges de la roche-trame.

On pourrait imaginer qu'il y eut là une sorte de « mise en place » à la manière d'un granite syntectonique. La roche aurait été ensuite reprise par la migmatisation dont les porphyroblastes de microcline seraient la dernière manifestation. Mais il ne s'agit pas d'un granite intrusif à la manière d'un magma injecté. C'est une transformation locale en granite par métasomatose, durant le métamorphisme.

La carte montre que les zones offrant de telles particularités sont allongées du N.N.W. au S.S.E., direction qui est celle de l'alignement des minéraux dans la roche.

Ce type de migmatites s'observe également au N.N.E. des Case Torte, dans la région de Mollières. Elles se sont formées au détriment des gneiss de Chastillon dont elles conservent des enclaves. Elles sont, en outre, particulièrement développées dans la région à l'est du granite et forment notamment le mont Pelago.

Composition chimique

Les analyses en donnent les valeurs suivantes :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 28.....	74,70 418	13,20 44		0,95 13	0,01	1,10	1,25 8	3,50 35	4,60 0,47	0,20	0,06
N° 21.....	77,45 548	12,60 53		0,75 6	0,02	0,11	0,72 5	2,31 36	4,62 0,58	0,25	0,20

Ces deux anatexites ont une composition chimique très voisine. Leur teneur en SiO₂ est élevée; les alcalins y sont relativement abondants, K₂O entre surtout dans la composition du microcline, puisque la roche ne comporte presque pas de biotite.

L'échantillon n° 28 provient de la Testa Comba Grossa. Les migmatites du Malinvern qui se trouvent en bordure ont fourni les paramètres suivants (n° 39) :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 39.....	60,10 205	17,44 35	2,27	4,28 33	0,05	2,67	2,47 9	5,02 23	3,15 0,3	1,34	0,17

La roche de Comba Grossa (n° 28) montre donc un *enrichissement* apparent en alcalin et plus particulièrement en K_2O . Elle comporte plus de SiO_2 (n° 54).

Quant à l'échantillon n° 21 provenant de l'est du col de la Lombarde, il est encore plus riche en K_2O et atteint la composition d'un granite alcalin potassique.

Enfin les migmatites du mont Pelago fournissent les paramètres ci-après.

	SiO_2 <i>si</i>	Al_2O_3 <i>al</i>	Fe_2O_3	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na_2O <i>alk</i>	K_2O <i>k</i>	TiO_2	P_2O_5
N° 54.....	71,21 419	12,77 43	0,98	1,49 19	0,04	0,90	1,26 7	2,61 31	4,79 0,54	0,30	0,41

Bien qu'il soit un peu illusoire de se baser sur une seule analyse pour faire des comparaisons, on peut cependant admettre que ces paramètres se rapprochent beaucoup de ceux des migmatites typiques de Comba Grossa et diffèrent de ceux des migmatites de Fenestre. Cette constatation confirme les observations de terrain. Les migmatites du mont Pelago sont analogues à celles de Comba Grossa et, de ce fait, appartiennent au complexe de Malinvern-Argentera.

Les enclaves

Celles-ci, qui sont peu nombreuses et de petites dimensions, sont de trois types :

- 1° Les anatexites du Malinvern riches en biotite, qui viennent d'être étudiées;
- 2° Des micaschistes et des quartzites;
- 3° Les gneiss de Chastillon (seulement dans la vallée de Mollières).

Les unes comme les autres ne présentent aucune transformation particulière, mais seulement un enrichissement en quartz. Les micaschistes sont à biotite et souvent riches en sillimanite. Lorsqu'il y a beaucoup de quartz, il est en partie secondaire. Les quartzites sont à biotite.

Le seul intérêt de ces enclaves est de nous montrer que la roche-trame était, au moins localement, un micaschiste à biotite et sillimanite.

* * *

LE GRANITE, LES FILONS GRANITIQUES, LES APLITES

I. LE GRANITE

1. ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE

Le granite leucocrate de l'Argentera est remarquablement homogène; nettement individualisé, son gisement évoque par sa forme un *batholite* au milieu des migmatites. Il s'étend sur la crête frontière, depuis le sud de la Bassa del Druos jusqu'au col du Pagari de Salesses. Le vallon de Salesses entaille profondément le granite altéré.

Des lambeaux de migmatite se rapportant à la série du Malinvern sont conservés au-dessus du granite, en général aux crêtes et aux cimes; ils forment le toit du batholite comme nous l'avons indiqué précédemment.

Le granite est hololeucocrate. Ses éléments principaux sont :

Quartz;

Microcline;

Albite - An_0 à albite-oligoclase - An_{10-15} .

La texture est en général à gros grain, rarement porphyroïde.

Le microcline est à microperthite parfois abondante. Les deux macles caractéristiques albite-microcline y sont bien développées. Il est souvent disposé en plages s'insinuant entre les autres minéraux, plus rarement en phénocristaux individualisés.

Le quartz est parfois automorphe.

Le plagioclase forme également de grands cristaux allongés.

La biotite, toujours présente, en lames de taille variable, brun foncé, est rare. Elle est parfois associée à de l'épidote et englobe des inclusions de zircon ou d'allanite qui déterminent des auréoles pléochroïques intenses. La biotite est parfois verdie, en voie de transformation en chlorite. La muscovite l'accompagne en plus faible proportion. Le grenat est fréquent dans les faciès de bordure. L'apatite est rare.

Le granite est presque toujours légèrement écrasé.

Les analyses d'échantillons, provenant du haut vallon de Chastillon, soulignent les particularités de la roche.

La soude est en proportions plus grandes que la potasse. CaO est en faible quantité. Ainsi, le granite se range dans la catégorie des alcalins sodiques, hololeucocrates passant au type akéritique de A. LACROIX. Il est très différent en moyenne du granite de la Valmasque, qui est calco-sodique et plus riche en K₂O.

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fin</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 5.....	75,89 466	13,35 47	0,48	1,14 10	0,35	0,05	0,35 2	4,56 39	3,04 0,30	0,06	0,15
N° 15.....	73,36 412	14,35 47	0,10	0,95 5	0,02	0,06	0,56 4	5,11 44	4,48 0,3	0,11	0,13
N° 16.....	75,77 465	13,23 48	0,05	0,83 5	0,02		0,64 4	4,67 43	4,06 0,36	0,08	0,10

Paramètres Lacroix :

N° 5 : I. 3 (4). 1. 4.
 N° 15 : I. 4. 1. (3) 4.
 N° 16 : I. 4. 1. (3) 4.

An = 2 %
 An = 4 %

En bordure du granite, on observe la plupart du temps des faciès un peu différents. Les deux principales variétés sont :

a. *Le granite à grain fin.* — Il est caractérisé non seulement par la réduction progressive des grains, mais aussi par la rareté de la biotite par rapport à la muscovite. Le grenat devient fréquent.

Par places, le microcline forme de grands cristaux pœcilitiques englobant le quartz, s'insinuant entre les minéraux. La structure micropegmatitique n'est qu'exceptionnellement réalisée.

L'analyse d'un type riche en grenat (n° 37, P^{te} du Giegn) donne des paramètres un peu différents du granite habituel. La valeur de *k* indique que les alcalins sont à égalité moléculaire. C'est un granite monzonitique. En outre *fin* et *c* sont plus élevés. L'ensemble de ces faits trahit une sorte de contamination due à la roche encaissante.

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 37.....	75,95 474	12,64 46	1,07	0,63 12	0,20	0,30	1,23 8	2,75 34	4,40 0,51	0,35	0,09

Les paramètres Lacroix sont : 1. 3. 2. 3.

b. Le microgranite (ou plutôt la tendance de la structure granitique vers la structure microgranitique).

Le microgranite s'observe notamment dans le vallon des Bresses au nord du lac du même nom et au nord et au sud de la Cima de Fremamorta.

Son quartz est automorphe et le microcline forme des phénocristaux. Souvent, ces deux minéraux s'associent en donnant une structure micropegmatitique. L'albite peut, bien que plus rarement, se développer en phénocristaux allongés.

Le passage du microgranite au granite normal s'observe au nord des lacs des Bresses. Le microgranite ne constitue pas, en effet, une zone bien définie, mais se trouve mélangé en quelque sorte avec le granite où apparaissent des quartz automorphes. Les cristaux de feldspath se développent, tandis que le grain de la roche diminue et devient très fin. Ailleurs, en revanche, notamment sur le sentier montant du col de Fremamorta, le microgranite s'individualise en une bande plus nette, disposée comme en filon.

Cette structure est considérée par les auteurs comme un faciès de bordure, ce qui semble bien être le cas ici, bien que je ne l'aie pas observée au contact même des roches encaissantes.

La tendance à la structure microgranitique, mais non sa réalisation, existe également à la pointe de Roghé. Il s'agit plutôt d'un faciès à grain fin, de structure irrégulière, avec quelques quartz automorphes et de grands cristaux de feldspath.

2. ALTÉRATIONS DU GRANITE

Le haut vallon de Salesses montre le granite profondément altéré en une matière blanchâtre, déjà signalée par ROCCATI et décrite comme une kaolinisation. En fait, l'étude que M^{lle} CAILLÈRE a bien voulu faire pour moi, montre qu'il s'agit d'une phyllite du groupe des illites à 10 Å. Il semblerait donc que cette altération se soit faite aux dépens du feldspath séricitisé.

Notre granite est acide et alcalin. G. MILLOT [241] a montré que la phase séricite se produisait en présence de l'ion Ca. Or le calcium est peu abondant dans le granite ; peut-être faut-il chercher une cause extérieure pour expliquer le phénomène, d'autant plus que le microcline et l'albite ne se transforment pas normalement en séricite.

3. CONTACTS DU GRANITE

Répetons que le granite de l'Argentera est nettement individualisé. Ses contacts montrent des variantes faibles, suivant le type de la roche encaissante. Voici les divers cas.

A. CONTACT AVEC LES MIGMATITES HOLOLEUCOCRATES DE LA TESTA COMBA GROSSA

Il faut aller dans la crête inhospitalière qui s'étend au sud-sud-ouest de la Testa Comba Grossa pour l'observer.

Le contact n'est pas très net, il y a une zone indécise de 2 à 3 centimètres où les deux roches semblent se mélanger. Cependant, le granite est nettement postérieur et a, tout au plus, provoqué sur ces 2 ou 3 centimètres, une recristallisation non orientée des éléments préexistants.

B. CONTACT AVEC LES ANATEXITES DU MALINVERN

Le contact est difficile à voir, sauf toutefois autour du lac de Terra Rubbia dans la haute vallée de Chastillon et notamment aux roches polies situées à l'est, vers la cime de Tavel.

Le contact est parfois tout à fait net (fig. 1, pl. XVII). Au microscope, la migmatite, très micacée et à grain fin, montre surtout de la biotite chloritisée, des feldspaths séricitisés, un peu de quartz. Elle est parcourue par de rares filonnets microscopiques de quartz et de microcline, émanant du granite. En outre, du quartz d'aspect secondaire forme des sortes d'amas, dont les grains sont unis par du microcline. Cette exsudation du quartz par le granite est du reste constante. Ce phénomène est sans doute à mettre en relation avec la présence des amas de quartz automorphe dans les variétés de bordure.

La chlorite apparaît seulement comme couchée selon la surface de contact — aucune lamelle ne pénètre dans le granite, aucun élément du granite ne se prolonge dans la roche encaissante.

Le granite est à grain fin, à biotite chloritisée et à muscovite. Sa structure n'offre rien de particulier.

La transformation — très locale — de la biotite et des feldspaths, atteignant aussi bien les migmatites que le granite, est un phénomène postérieur à la mise en place de ce dernier; c'est une manifestation tardive, elle est toujours accompagnée d'une faible minéralisation.

Un autre exemple, observable non loin du précédent (fig. 2, pl. XVII), toujours à l'est du lac de Terra Rubbia, montre un contact en dents de scie; de la roche encaissante subsistent des sortes de feuillets micacés éfilés à leur extrémité, plus ou moins tordus, comme retroussés, entre lesquels s'insère le matériel granitique.

Au microscope, les feuillets sont constitués par de la biotite, soit en grandes lamelles allongées, soit en petits cristaux disposés en tous sens, indifférents aux autres éléments. La muscovite naît en lames indépendantes de la schistosité, ou associées à la sillimanite, formant un feutrage entre les autres minéraux. Le quartz et les feldspaths sont en petits grains noyés au milieu des micas.

Le granite du type normal présente seulement une légère cataclase. Les feldspaths ont souvent des tracés de macles un peu fluctueux; les cristaux de quartz sont brisés, mais les morceaux restent engrenés, sans déplacement réciproque. Le microcline est bourré de micropertithes. Enfin à quelques centimètres du contact, de rares débris de la roche encaissante gisent au sein du granite.

L'action du granite sur la roche encaissante semble réduite à la naissance de la muscovite, peut-être doit-on lui attribuer, aussi, les petits cristaux de biotite non orientés. Quant à la sillimanite, elle existe déjà dans la migmatite et la muscovite paraît se développer à ses dépens.

Enfin au col du Pagari de Salesses, c'est-à-dire à l'est du granite, il y a passage très rapide du granite aux anatexites. Les apophyses granitiques se fondent ou participent à la formation du matériel leucocrate qui sépare les feuillets micacés. Dans ces apophyses, le granite perd sa structure en devenant hétérogène, modifie sa composition minéralogique et chimique et n'est plus identifiable. Cela se réalise sur 5 à 30 centimètres, mais à l'échelle de l'affleurement le contact n'en reste pas moins net.

C. CONTACT AVEC LE COMPLEXE DE CHASTILLON-VALMASQUE

Les divers points où je l'ai observé se situent dans la région des Adus.

Un premier exemple (fig. 3, pl. XVII) montre en *a* le granite à grain fin de composition normale, à muscovite, presque dépourvu de biotite; en *b* la migmatite des Adus. Celle-ci, légèrement écrasée, est tout à fait rétro-morphosée : la biotite est chloritisée, les plagioclases saussuritisés, enfin l'anorthose est albitisée. On constate la recristallisation de certains éléments tels que le quartz et l'épidote. De plus, la roche a été faiblement imprégnée de microcline qui apparaît non altéré et s'est développé au milieu des autres minéraux, à leur détriment et parfois en travers des zones de friction. Enfin, on observe des amas de quartz et de la muscovite en lames non orientées.

Un deuxième exemple (fig. 4, pl. XVII) vient encore du contact de la migmatite des Adus, mais le granite est ici à grands cristaux *a* et c'est seulement sur 5 ou 6 centimètres qu'il acquiert une structure à grain fin *b*, avec micropegmatites de quartz et microcline. A quelques centimètres du contact, après une zone leucocrate, la biotite *c* devient plus abondante, non orientée, elle a pour origine la roche encaissante. C'est, ici, un phénomène d'endomorphisme. La migmatite (non visible sur la photographie), sur 2 à 3 centimètres, au contact du granite, se charge comme précédemment de rares cristaux de microcline.

Dans la Serra des Adus Piccolo, le gneiss de Chastillon à peine migmatisé offre encore, avec le granite, des contacts (non figurés ici) particulièrement tranchés.

Au microscope, les plagioclases rétro-morphosés de la migmatite sont comme « coupés », par les éléments du granite, notamment par l'albite ou le microcline très frais; aucun élément de la roche encaissante ne pénètre dans le granite. Au milieu, mais jamais au contact, ni à cheval sur le contact, naissent çà et là des cristaux de microcline. Ils semblent s'être développés pour ainsi dire aux dépens des plagioclases, comme en les dissolvant. Leurs contours réciproques sont lobés et l'on observe des bourgeons de mirmékite tandis que le feldspath recrystallise sous forme d'albite et d'épidote. La muscovite est disposée en lames non orientées, le quartz forme en certains points des amas.

L'imprégnation en microcline, accompagnée ou non de quartz et de muscovite, semble la seule manifestation, sur toute la bordure du massif, du contact granite-migmatite des Adus. On voit qu'elle se réduit à peu de chose; il ne s'est pas produit d'effets mécaniques de bordure.

II. — LES FILONS GRANITIQUES

Les filons de granite à grain fin forment, comme nous l'avons vu, un système compliqué recoupant les anatexites du Malinvern. Ils ne sont pas rectilignes mais au contraire présentent des trajets capricieux. Ils se ramifient et s'anastomosent. Leurs bords ne sont que grossièrement parallèles. Leurs extrémités donnent une sorte de chevelu qui se perd dans les anatexites.

Ils ne représentent pas d'anciennes fissures béantes comblées par un magma intrusif, mais semblent plutôt résulter d'une sorte de « maladie » qui aurait atteint les anatexites et se serait propagée suivant un étroit chemin, presque au hasard, empruntant probablement des fissures ou des zones selon lesquelles la progression était plus facile. Le granite se trouve ainsi presque élaboré sur place. Le contact avec la roche encaissante est net, sans aucun métamorphisme.

La seule accumulation de biotite que je connaisse se trouve au contact des migmatites dans la région du col de la Lombarde (voir p. 119).

Pour en revenir aux filons granitiques, leur structure est cependant homogène et suivant leur composition on distingue deux types :

A. LES GRANITES À PLAGIOCLASE (An_{20-25}), MICROCLINE ET BIOTITE

Un exemple est donné par le filon *b* de la cime 2936 (fig. 10, p. 113). L'analyse chimique est la suivante :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 58.....	73,90 418	13,24 44	1,78	0,98 16	0,02	0,50	1,65 10	2,95 30	3,75 0,46	0,50	0,23

Paramètres Lacroix : I. 3'. 2. 3.

An = 21 %

La région à l'est du granite montre également des filons de composition analogue; le plagioclase est An_{20} .

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 45.....	75,15 402	14,40 45	0,90	0,65 19	0,05	0,15	1,20 7	3,00 29	3 96 0,46		

Paramètres Lacroix : 1. 3'. 2. 3.

An = 19 %

Ces roches sont des granites hololeucocrates monzonitiques.

B. LES GRANITES À ALBITE, MICROCLINE ET MUSCOVITE, ACCESSOIREMENT À BIOTITE.

Ils sont moins fréquents et ne s'observent guère qu'au voisinage du granite.
Je ne possède malheureusement pas d'analyse chimique.

Les filons du premier type semblent un peu antérieurs au granite. Les seconds appartiendraient à la même venue que le granite dont ils possèdent la même composition, mais je n'ai pas observé leurs rapports réciproques.

Aucun de ces filons ne recoupe le granite. Ils ne traversent que très rarement les anatexites de Comba Grossa.

Remarque. — On connaît, recoupant le complexe de Chastillon-Valmasque, des filons granitiques qui ne sont pas rétro-morphosés et ont une composition analogue à celle du granite de l'Argentera.

A leur voisinage, le gneiss de Chastillon ou les embréchites des Adus sont parcourus par de multiples filonnets microscopiques de feldspaths alcalins quelquefois accompagnés de quartz. Ces filonnets sont obliques par rapport à la schistosité et recoupent indifféremment tous les minéraux. Ils empruntent ou traversent les fissures les plus ténues, ou les zones de friction anciennes, suivant lesquelles la rétro-morphose atteint son maximum.

Ce phénomène est particulièrement développé à l'ouest et au sud du granite de l'Argentera (pl. 2, fig. 2) et notamment à proximité de ce dernier.

A l'est, dans la région du Haut-Boréon et de la Haute-Madone de Fenestre, les migmatites rétro-morphosées de Fenestre sont recoupées par des filons de granite à grain fin dont certains ne présentent pas de rétro-morphose. Ils sont à microcline et albite; l'un d'eux, dans le vallon du Balaur a fourni les paramètres suivants :

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 4.....	76,91 500	13,10 50	0,04	0,52 3	0,01	0,06	0,31 2	4,44 45	3,90 0,38	0,08	0,09

Paramètres Lacroix. I. (3). 1. (3) 4.

Je les rapporterais aussi au cycle de l'Argentera.

III. LES APLITES

Les aplites constituent, ici, la dernière manifestation acide. Elles sont, du reste, peu abondantes et recoupent le granite.

Celles du revers italien de la cime de Tavel montrent l'abondance du microcline, de rares paillettes de muscovite, quelques grenats. L'analyse chimique donne des paramètres un peu différents de ceux du granite. La roche est plus riche en SiO_2 et K_2O que le granite mais la différence est faible.

	SiO_2 <i>si</i>	Al_2O_3 <i>al</i>	Fe_2O_3	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO	CaO <i>c</i>	Na_2O <i>alk</i>	K_2O <i>k</i>	TiO_2	P_2O_5
N° 35.....	75,32 475	14,80 55		0,40 3	0,03	0,10	0,72 5	3,50 37	4,00 0,43	0,15	0,23

Paramètres Lacroix : 1. 3. 1'. 3'.

An = 7 %

*
* *

LES LAMPROPHYRES

Les filons mélanocrates sont peu nombreux dans le massif et jusqu'ici leur présence était pratiquement ignorée. ROCCATI a mentionné seulement des microdiorites quartzifères dans la région du lac Brocan.

Les lamprophyres existent pourtant et recoupent n'importe quelle formation, y compris le granite. Dans la région du Haut-Boréon, ils forment des filons verticaux d'épaisseur variable, généralement faible, de l'ordre du mètre ou moins.

Le filon le plus notable est celui des lacs Besson, visible en *a* sur la photographie d'avion planche XIX. Il atteint, en certains endroits, 5 à 10 mètres d'épaisseur environ. Il s'insère dans la zone d'écrasement *b* des lacs Besson (qui passe entre les deux lacs) et se retrouve dans l'éperon sud de la Testa della Rovina. Cette zone *a*, du reste, joué postérieurement, car la roche mélanocrate est broyée.

Vers l'est, le filon se subdivise en une série de petites veines qui s'anastomosent et se ramifient (voir photo pl. XVIII); le gneiss est légèrement écrasé alors que la roche mélanocrate ne l'est pas; elle semble s'être insinuée dans les fentes d'une ancienne zone d'écrasement.

Cette roche mélanocrate, de composition constante, est une spessartite, c'est-à-dire qu'elle appartient au groupe des gabbros; mais elle a subi des transformations importantes.

On y observe les minéraux suivants :

Hornblende brune.

Albite.

Augite.

Épidote : zoïsite.

Accessoirement : calcite, magnétite, sphène.

La texture est intersertale ou enchevêtrée. La hornblende est souvent en grands cristaux, elle se décolore et se transforme en chlorite verte. L'albite, l'épidote et la calcite proviennent de la transformation des plagioclases. L'augite n'est jamais abondante et, dans certains cas, manque. Elle est toujours en voie d'ouraltisation. La magnétite peut être remplacée par l'ilménite. Le sphène, généralement secondaire, est rare.

L'altération de la roche est absolument constante et semble se prolonger en profondeur, elle n'est pas due à la seule action météorique superficielle. Elle est attribuable, soit aux conditions de mise en place, soit à des manifestations hydrothermales. Celles-ci auraient suivi immédiatement la mise en place des filons. Mais elles peuvent en être aussi tout à fait indépendantes.

L'analyse chimique souligne les particularités de cette roche.

	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂	P ₂ O ₅
N° 41.....	46,66 <i>112</i>	14,33 <i>20</i>	3,66	9,02 <i>52</i>	0,22	7,22 <i>0,5</i>	6,03 <i>15</i>	3,95 <i>13</i>	2,35 <i>0,28</i>	3,29	0,30
N° 43.....	47,30 <i>112</i>	13,56 <i>19</i>	4,06	7,50 <i>47</i>	0,14	6,88 <i>0,51</i>	8,93 <i>23</i>	4,47 <i>11</i>	0,79 <i>0,1</i>	2,49	0,34
N° 44.....	41,80 <i>86</i>	16,10 <i>20</i>	5,50	9,90 <i>52</i>	0,18	8,55 <i>0,49</i>	9,30 <i>20</i>	2,50 <i>8</i>	2,00 <i>0,34</i>	2,00	0,71
N° 53.....	49,30 <i>114</i>	13,35 <i>18</i>	6,20	7,87 <i>51</i>	0,14	7,05 <i>0,48</i>	8,32 <i>21</i>	3,57 <i>10</i>	1,67 <i>0,23</i>	0,33	0,67

Les paramètres Lacroix sont :

N° : 41 II (III). 5. 2 (3). 4.
 N° : 43 III. 5. '3. (4) 5.
 N° : 44 III. '6. 3 (4). '4.
 N° : 53 III. 5. '3. 4.

An % = 31 %

An % = 34 %

Les plagioclases calculés iraient de l'oligoclase à l'andésine; la roche n'offre pourtant que de l'albite. Toutefois l'épidote et la calcite semblent indiquer que l'albite serait secondaire et proviendrait de l'altération des plagioclases.

Ces roches seraient à rapprocher par leur composition minéralogique de la spessartite de Zonza, en Corse, dont les paramètres sont :

III. 5. 3 (4). 5.

L'échantillon n° 44 évoquerait le groupe des théralites à faible déficit de silice.

Ces lamprophyres sont à rapporter dans l'ensemble au groupe des gabbros, et doivent donc être séparés du granite de l'Argentiera. Ils appartiennent sans doute à une phase éruptive tout à fait tardive.

ÉVOLUTION DU COMPLEXE MALINVERN-ARGENTERA

L'étude du complexe de Malinvern-Argentera révèle une évolution compliquée. Dans leur état actuel, il semble que les roches permettent de repérer, en plus du métamorphisme général, trois grandes étapes :

1. La migmatisation;
2. La mise en place des filons granitiques et du granite;
3. La mise en place des aplites et des lamprophyres.

Chacune de ces étapes comporte une série de phénomènes que l'on peut tenter d'ordonner les uns par rapport aux autres.

A. — LA MIGMATISATION

On peut y distinguer :

1° *Une migmatisation plagioclasique* (Na + Ca). Elle s'est effectuée soit d'une manière homogène, par une métasomatose lit par lit en donnant des gneiss rubanés plagioclasiques à grain fin (photo pl. XIV), soit d'une manière non homogène en donnant des « micaschistes injectés » : le matériel leucocrate s'est réparti inégalement suivant les lits de la roche. On obtiendrait en quelque sorte un faciès d'embranchite plagioclasique.

2° *Une migmatisation alcaline* (Na + K). Elle conduit au véritable faciès d'anatexie et agit souvent à la manière d'une imprégnation. On peut distinguer :

a. Métasomatose lit par lit homogène comme dans le premier cas et dont les effets s'ajoutent à ceux de la métasomatose plagioclasique en aboutissant également à des sortes de gneiss rubanés.

b. Ailleurs, le matériel granitique semble s'insinuer entre les feuillets de la roche et s'y répartir, inégalement, selon des lits plus ou moins réguliers (pl. XIV, fig. 1), en donnant cette apparence de « micaschistes injectés ». Feuillelet micacé et matériel leucocrate sont plissés ensemble.

c. Veines à grain fin à microcline devenant parfois pegmatitiques et recoupant les premiers types de migmatites.

d. Pegmatites diffuses envahissant toute la roche. Elles sont souvent entourées de sortes de « nuées » feldspathiques et d'amas de quartz (pl. XIII fig. 1).

e. Au cours de l'évolution d'ensemble ou légèrement après elle, ont pris naissance les *anatexites hololeucocrates de Comba Grossa* formant des masses parfois importantes. Elles ont acquis la composition d'un granite. Le microcline s'est développé sous forme d'yeux allongés. La roche-trame n'est plus représentée que par la sillimanite, la biotite ou les grenats, formant des traînées généralement orientées, plus rarement au dessin capricieux. En outre, ces anatexites contiennent de véritables enclaves, soit de quartzites ou de micaschistes à biotite, soit d'anatexites du Malinvern elles-mêmes voire de migmatites des Adus.

En outre, au cours de leur individualisation, ces migmatites auraient été écrasées et auraient recristallisé, ce qui expliquerait leur aspect d'« orthogneiss ».

Accompagnant cette métasomatose principale, il y a lieu de souligner :

1° La métasomatose ferro-magnésienne (certainement accompagnée de K et non de Ca) qui conduit à la formation de biotite : *phénomène local et de peu d'ampleur*, ne pouvant correspondre au « front basique » de C. E. WEGMANN;

2° La métasomatose du bore qui aboutit aux tourmalinites est également d'importance très restreinte.

B. — MISE EN PLACE DES FILONS GRANITIQUES ET DU GRANITE

Toutes les anatexites sont recoupées :

— Par des filons de roches leucocrates à grains fins, de composition granitique, à biotite et muscovite. Leurs extrémités souvent diffuses se mêlent à l'injection sur quelques centimètres;

— Par le granite de l'Argentera.

Celui-ci, participant, bien que faiblement, par ses apophyses, à la formation des anatexites du Malinvern, apparaît donc comme le terme ultime de la migmatisation.

Il semble que le système filonien appartienne, au moins en partie, au cortège même du granite de l'Argentera. Certains filons émanent en effet, nettement, du granite lui-même, dont ils ont du reste la composition chimique. D'autres, un peu différents, sont peut-être antérieurs.

Ces filons traversent également le complexe de Chastillon-Valmasque.

C. — MISE EN PLACE DES APLITES ET LAMPROPHYRES

Granite et anatexite sont accompagnés par :

— Des aplites peu abondantes;

— Des lamprophyres du groupe des spessartites.

LA MIGMATISATION. — SES RAPPORTS AVEC LA TECTONIQUE

La migmatisation a donc abouti à la formation :

Des anatexites du Malinvern : migmatite hétérogène;

Des anatexites de Comba Grossa : migmatite homogène à faciès granitique.

a. *Les anatexites du Malinvern* témoignent de *mouvements contemporains de la migmatisation* : plis et plissement avec étirement des lits sont fréquents. La structure fluidale, contournée, l'allure mélangée, désordonnée en certains points ne peuvent s'expliquer par des déplacements.

Mais il existe également des pegmatites non déformées, diffuses, coupant les plis.

En outre, les *filons de granite* du Malinvern, qui sont encore liés à la migmatisation, sont *postérieurs aux plissements*, car ils ne sont pas dérangés.

b. *Les anatexites de Comba Grossa* se sont individualisées aux dépens des anatexites du Malinvern, elles ont été écrasées et ont recristallisé durant la migmatisation. Elles sont alignées; en particulier, les phénocristaux de microcline tardif sont nettement orientés suivant l'allongement des migmatites. *Elles sont donc syntectoniques.*

La migmatisation est ici, en partie, contemporaine des mouvements tectoniques; ses dernières manifestations leur sont postérieures.

LA « MISE EN PLACE » DES GRANITES ET DES FILONS. — SES RAPPORTS AVEC LA TECTONIQUE

Cette mise en place est post-tectonique. Le granite n'est pas aligné. Les filons ne sont pas plissés.

Ainsi l'évolution de la région se résume de la manière suivante :

Au début : métasomatose Na + Ca où le rôle principal est joué par Na.

Puis : métasomatose Na + K. Elle se fait de deux façons différentes :

1. Na et K concourent, sensiblement dans les mêmes proportions, pour aboutir aux *anatexites syntectoniques de Comba Grossa*.
2. Na prédomine sur K pour réaliser le *granite post-tectonique* de l'Argentera.

Il semble donc s'être produit un maximum potassique vers la fin des mouvements tectoniques, la phase franchement sodique serait postérieure.

RAPPORT DU GRANITE AVEC LES ROCHES ENCAISSANTES : « MISE EN PLACE » DU GRANITE

Au contact des anatexites du Malinvern, le granite est à contours diffus. Il passe aux anatexites en quelques centimètres. A l'échelle de l'affleurement, on peut dire que le contact est franc.

Remarquons aussi que le granite est très homogène et ne réalise jamais la structure d'anatexite.

Au contact avec le complexe ancien de Chastillon-Valmasque le granite est à contours nets. Le contact est remarquablement tranché, même à l'échelle microscopique.

Il n'y a aucune trace de phénomènes mécaniques, au contact ni de part ni d'autre, qui soit attribuable à un mouvement du granite par rapport à la roche encaissante. Le granite ne s'est pas déplacé lors de sa « mise en place », *il s'est formé là où il est aujourd'hui.*

Du point de vue minéralogique.

Il n'y a pas à proprement parler de phénomènes au contact même. Cependant, sur quelques centimètres, sont nés dans la roche encaissante, des cristaux de microcline qui se sont développés au détriment des éléments préexistants (notamment des anciens feldspaths), ils semblent les avoir dissous ou « dévorés », à la manière d'une amibe. En outre, accompagnant cette feldspathisation, on constate une légère silicification révélée par les amas de quartz nettement « étrangers » dans le gneiss.

En somme, l'action du granite sur la roche encaissante a été faible. *Il n'y a pas eu d'action thermique* proprement dite, mais une légère métasomatose.

De même, l'action de la roche encaissante sur le granite a été peu intense, elle se traduit par une modification de la structure du granite dont le grain devient fin sur 2 à 6 centimètres. Le quartz et le microcline sont unis souvent en une association micropegmatitique. De plus, dans cette zone, il arrive que le granite se charge en biotite ou muscovite, mais en faible proportion.

Le granite de l'Argentera ne se présente donc pas comme résultant de la consolidation d'un « magma intrusif », mais plutôt comme l'ultime produit de la transformation des roches préexistantes. On peut penser que cette évolution est due à une métasomatose, mais dans l'état actuel de nos connaissances, rien ne nous permet d'expliquer les « apports » et les « départs » nécessaires pour réaliser le granite de l'Argentera, soit à partir des anatexites du Malinvern, soit à partir du complexe Chastillon-Valmasque.

Rien ne nous permet non plus d'expliquer la netteté de ses contacts avec le complexe ancien.

CHAPITRE VIII

ESSAI D'INTERPRÉTATION DU MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR

Le moment est venu de prendre du champ et de tenter une coordination de tous les faits étudiés.

Nous avons distingué du point de vue structural dans le massif de l'Argentera-Mercantour deux grands ensembles séparés par la longue bande mylonitique de la Valletta-Mollières.

LA ZONE OCCIDENTALE est constituée par une seule unité :

Le complexe de la Tinée, représenté par :

- 1^o *Les gneiss de la série de Varélios-Fougieret;*
- 2^o *Les migmatites calco-sodiques de la formation d'Anelle;*
- 3^o *Les migmatites alcalines de la série de Rabuons.*

Il n'y a pas de rétro-morphose.

LA ZONE ORIENTALE comprend deux unités :

1 -- *Le complexe de Chastillon-Valmasque, avec :*

- a. *Les gneiss de Chastillon;*
- b. *Les migmatites homogènes (alcalines) des Adus, c'est-à-dire des embréchites formant la zone de passage des gneiss aux anatexites ; les migmatites de Fenestre, c'est-à-dire les anatexites;*
- c. *Le granite d'anatexie à enclaves de la Valmasque.*

Tout est rétro-morphosé.

2 -- *Le complexe de Malinvern-Argentera. Il est constitué par :*

- a. *Des migmatites hétérogènes, c'est-à-dire les anatexites du Malinvern; les anatexites de Comba Grossa.*
- b. *Le granite de l'Argentera.*

Il n'a pas subi de rétro-morphose.

Chacun de ces complexes nous révèle une histoire complète. Les caractères de la sédimentation nous sont conservés par les paragneiss (de Varélios, de Chastillon, etc.), puis se sont succédé ou superposés : le métamorphisme général, la migmatisation, l'orogénèse, la mise en place des granites... La chaîne de montagnes ainsi formée a été arasée; la glyptogénèse a fait son œuvre, les matériaux enlevés sont allés participer à une nouvelle phase de sédimentation.

Chaque complexe pourrait donc correspondre à un *cycle orogénique* tel que nous l'avons défini (p. 36). Nous distinguerions ainsi :

Le cycle de la Tinée;

Le cycle de la Valmasque;

Le cycle de l'Argentera.

Quels sont les rapports des complexes nés de ces différents cycles?

La mylonite de la Valletta-Mollières semble, à première vue, mettre en contact des ensembles totalement différents. En fait, nous remarquerons que le complexe de la Tinée, tout comme le complexe du Malinvern-Argentera, n'est pas rétromorphosé ; ils présentent en outre, la même orientation.

L'hypothèse la plus simple est donc de rapprocher ces deux ensembles. On serait donc conduit jusqu'à plus ample informé à attribuer le complexe de la Tinée au cycle de l'Argentera. Toutefois, du point de vue structural, il est malaisé de raccorder directement le complexe de la Tinée avec celui de Malinvern-Argentera.

En effet, la série de Rabuons, qui se tiendrait à la base du complexe de la Tinée, est constituée par des migmatites alcalines du type des embréchites œillées, que nous ne connaissons pas dans le complexe du Malinvern-Argentera. On peut admettre qu'elles auraient pu se situer quelque part au-dessus des anatexites du Malinvern et auraient été enlevées par l'érosion. Toutefois la roche-trame de la série de Rabuons est constituée par des gneiss ; or nous savons que, fort probablement, les anatexites du Malinvern devaient correspondre, au moins en partie, à des migmatites de mica-schistes.

D'autre part la série de Rabuons est séparée des migmatites du Malinvern par le complexe de la Valmasque, qui ne témoigne pas de migmatisation due au cycle de l'Argentera, ni de palinogénèse. Si donc nous rapportons le complexe de la Tinée au cycle de l'Argentera, il faut admettre qu'il appartient à une région différente, à un autre centre de migmatisation. Leur voisinage sur le terrain serait dû à un rapprochement tectonique, ainsi qu'en témoigne la zone mylonitique de la Valletta-Mollières, qui correspond donc bien à un important contact anormal.

L'histoire du massif se résume donc, non à trois, mais à deux cycles orogéniques. Comme nous le verrons au cours des pages suivantes, on peut émettre l'hypothèse que ces deux cycles se sont succédé dans le temps, celui de la Valmasque étant antérieur à celui de l'Argentera.

Mais les modifications pétrographiques successives et la notion des deux cycles orogéniques rappelés ici ne peuvent prendre leur sens que si nous les situons dans le cadre de l'histoire géologique générale. La question, qui se pose donc, est de savoir à quels ensembles de phases orogéniques les rattacher.

Pour tenter de la résoudre, nous procéderons par raisonnement — puisque malheureusement ces roches, quelles qu'elles soient, ne nous ont pas fourni de repère stratigraphique précis — et, partant des formations les plus jeunes, nous remonterons aux plus anciennes.

La seule donnée concrète que nous possédions est l'âge stéphanien inférieur-moyen des premières couches non métamorphiques (col de Montjoya, etc.). Par conséquent, les formations cristallophylliennes sous-jacentes au Houiller sont anté-stéphaniennes.

* * *

A. — ÂGE-LIMITE DU CYCLE DE L'ARGENTERA

Ce cycle est donc au moins anté-stéphanien.

Par ailleurs, comme le montreront les chapitres suivants, la mylonite de la Valletta-Mollières est également anté-stéphaniennne. En effet, elle supporte, en discordance, les formations sédimentaires (conglomérat ⁽¹⁾ et schistes), appelées « Mollièresite » par SACCO, qui sont soit encore stéphaniennes, soit plus anciennes.

La mylonite de la Valletta-Mollières doit remonter à une phase orogénique, soit westphalienne, soit antérieure. Notons aussi, que la mylonite de Fremamorta qui affecte le granite de l'Argen-

⁽¹⁾ Dans les conglomérats on reconnaît de rares éléments de granite à grain fin attribuables à ceux du complexe Malinvern-Argentera.

tera et les conglomérats sédimentaires qui y sont pincés, peut être rapportée à la même phase orogénique que celle de la Valletta-Mollières.

Par conséquent, le granite de l'Argentera est tout au plus du début du Westphalien, ou du Carbonifère inférieur.

Une telle attribution rentrerait dans l'ordre des possibilités en ce qui concerne les granites hercyniens : on sait que ceux du Morvan et de la chaîne armoricaine sont post-tournaisiens.

Considérons maintenant les données fournies par le métamorphisme. Notre étude a montré que les seuls gneiss para formés au cours de ce cycle, ceux du complexe de la Tinée, ont le caractère de roches profondes au sens cristallophyllien du terme et sont de type cata.

Ultérieurement, la série cristallophyllienne Tinée-Malinvern a été profondément migmatisée (anatexites du Malinvern). Elle a été déformée, redressée à la verticale et orientée en gros N.W.-S.E. (région de la Tinée). C'est la même orientation que nous ont révélée les anatexites de Comba Grossa ; elles sont syntectoniques et se seraient individualisées durant la même phase tectonique. La migmatisation est liée au granite de l'Argentera, qui, lui, s'est réalisé à la fin de la phase tectonique. Là s'arrête l'évolution de cet ensemble. Il n'y a pas eu, ensuite, de nouvel épisode de métamorphisme puisque l'on ne constate pas de rétro-morphose générale.

L'histoire, reprise dans l'ordre chronologique, se présenterait donc de la façon suivante :

- a. Dépôt d'une série sédimentaire complexe, argileuse et gréseuse, d'âge inconnu, mais dont la nature nous est partiellement révélée par le complexe de la Tinée.
- b. Métamorphisme intense.
- c. Migmatisation et plissement de la série, selon une orientation N.W.-S.E.
- d. Mise en place du granite de l'Argentera et de son cortège filonien.
Les événements *c* et *d* évoqueraient une phase majeure, la *tempête ségalaunienne* de M. LUGEON, ou aussi la *phase sudète* de M. STILLE, comme dans les Alpes Carniques.
- e. Érosion très importante et formation des conglomérats de Fremamorta, sans doute westphaliens.
- f. Phase orogénique, créant la zone mylonitique de la Valletta-Mollières et celle de Fremamorta.
- g. Érosion, dépôt local de la série du Stéphanien inférieur et, en particulier, de la Mollierésite ⁽¹⁾.
- h. Plissements post-stéphaniens et anté-permiens.

Cette succession permet donc de penser que le granite de l'Argentera pourrait être anté-westphalien et post-viséen. La migmatisation est contemporaine des plissements. Le métamorphisme a débuté avant eux. Il a affecté une série de type varié, soit monotone et schisteuse, soit schisto-gréseuse, comme la série de Rabuons, ou encore renfermant des intercalations calcaires (calcaires à graphite de Varélios). L'épaisseur du seul complexe de la Tinée atteint 8 000 mètres et nous ne connaissons ni sa base, ni ses termes moins métamorphiques. Dès lors il semble impossible d'attribuer tous ces anciens sédiments au seul Carbonifère inférieur, et il est donc plus vraisemblable qu'ils englobent aussi des termes plus anciens du Primaire.

Ajoutons à ces considérations un correctif tectonique.

Nous avons relevé, en *c*, l'orientation N.W.-S.E. du plissement, ce qui surprend pour une direction hercynienne.

Mais attribuer ces plis et le métamorphisme initial à une orogénie calédonienne paraît osé et, à vrai dire, sans fondement, car dans toute la partie de l'Europe de laquelle relève le massif de l'Argentera-Mercantour l'orogénie calédonienne a laissé peu de traces.

Les considérations ci-dessus sont basées sur l'hypothèse de l'âge hercynien du granite de l'Argentera.

⁽¹⁾ On verra dans le chapitre, où est discuté l'âge de la Mollierésite, que son attribution au Stéphanien inférieur constitue une hypothèse extrême. Il est très possible que, antérieure au niveau de Montjoya, elle doive être rapportée au Westphalien. Une telle attribution obligerait à vieillir les phases précédemment énumérées.

Une deuxième hypothèse attribuerait le cycle de l'Argentera à l'Anté-Cambrien.

Il faudrait admettre que les matériaux des gneiss *a* appartiendraient au sédimentaire anté-cambrien. On connaît, en Europe, une série de l'Anté-Cambrien grés-argileux à intercalations calcaires ou calcareuses (cipolins de Varélios ou amphibolites para), celle du Jatulien baltique.

Cependant en l'absence d'argument positif, cette hypothèse semble douteuse; bien que, une fois parti de ces prémisses, l'enchaînement des événements puisse être tout aussi logiquement conçu que dans celle d'un cycle hercynien.

B. — AGE DU CYCLE DE LA VALMASQUE

L'histoire du complexe Chastillon-Valmasque reprise dans l'ordre des événements s'offre d'une manière un peu différente de celle qui précède :

- a.* Dépôt d'une série sédimentaire essentiellement schisto-gréseuse, extrêmement fine et monotone, avec rares intercalations calcaires ou calcareuses (cipolin à graphite du Passo de Santa Anna, cipolin à minéraux de Mollières).
- b.* Métamorphisme régional.
- c.* Plissement : la série est redressée à la verticale et orientée nord-sud.
- d.* Migmatisation (migmatites discordantes) qui atteint les gneiss redressés. Les efforts tectoniques doivent continuer de s'exercer.
Formation du granite d'anatexie de la Valmasque.
- e.* Érosion, avant le dépôt du complexe du Malinvern-Argentera.
- f.* Rétromorphose de toutes les roches du complexe de Chastillon-Valmasque. Par son ampleur ce phénomène résulte d'un deuxième métamorphisme régional, différent du premier. Postérieur à l'érosion, il est indépendant du cycle de la Valmasque.
- g.* Migmatisation qui atteint localement les roches rétro-morphosées et aboutit aux anatexites du Malinvern et de Comba Grossa.

Ainsi, ces deux dernières phases n'appartiennent pas au cycle de la Valmasque.

La migmatisation *g* se rapportant au cycle de l'Argentera, il est logique d'attribuer la rétro-morphose aux effets du métamorphisme régional qui l'a précédé, c'est-à-dire à celui qui constitue la phase *b* du cycle de l'Argentera.

Par conséquent les deux cycles se trouvent décalés dans le temps, celui de la Valmasque étant antérieur à celui de l'Argentera.

En outre, ils diffèrent :

- 1^o Par la direction dominante de leurs plissements :
nord-sud pour le cycle de la Valmasque; N.W.-S.E. pour celui de l'Argentera.
- 2^o Par les rapports de la tectonique et de la migmatisation.

Dans le cycle de la Valmasque, la migmatisation est *postérieure* à l'essentiel des plissements. Dans le cycle de l'Argentera, la migmatisation s'est effectuée *durant* le plissement et *a peut-être même commencé avant*.

Ainsi ces deux cycles orogéniques, ayant chacun son individualité propre, sont indépendants et se sont succédés dans le temps. Celui de l'Argentera étant tout au plus hercynien, il faut attribuer celui de la Valmasque à un épisode antérieur.

Nous avons montré les raisons qui tendent à écarter l'idée d'une phase calédonienne. Elles valent aussi pour le cycle de la Valmasque. Il ne resterait donc qu'une seule hypothèse :

Le cycle de la Valmasque serait anté-cambrien.

Cette interprétation appelle, avant d'être admise, un essai de calcul basé sur les minéraux accessoires radio-actifs, mais je n'ai pu réunir encore de matériaux utilisables à cet effet.

M'en tenant aux faits géologiques, je noterai seulement que la présence de quelques lentilles calcaires ne contredirait en rien l'attribution de cette série à l'Anté-Cambrien.

Évidemment l'on pourrait aussi, évoquant ce que l'on sait du Cambrien des régions méditerranéennes, envisager que des épisodes calcaires ou calcaréo-dolomitiques sont connus dans le Géorgien. Mais la part des sédiments carbonatés est beaucoup plus faible dans les roches de la Valmasque.

Quoi qu'il en soit de ces doutes, un fait me semble acquis : l'existence de deux cycles orogéniques indépendants qui se sont succédés dans le temps.

Ainsi, vers l'extrémité de l'Arc alpin, les « trois tempêtes orogéniques » de M. LUGEON ont été précédées d'une autre, sans doute bien antérieure que nous dénommerons « tempête gecienne »⁽¹⁾. Qu'elle soit calédonienne ou anté-cambrienne, je ne sais. Elle ne peut, en tout cas, pas être hercynienne.

* * *

COMPARAISONS

Tentons maintenant une vue plus générale et quittant le massif de l'Argentera-Mercantour, évoquons ses rapports avec les massifs cristallins et cristallophylliens externes des Alpes. Apparaît-il une parenté entre eux ou sont-ils totalement différents?

Le Pelvoux vient de faire l'objet d'une étude récente par M. P. BELLAIR. Nous n'en retiendrons qu'un point. Sans y insister, et comme incidemment, l'auteur y distingue deux séries : l'une ancienne, d'âge inconnu, l'autre plus récente où est logé le granite du Pelvoux. Cette dernière est probablement hercynienne et certainement anté-stéphanienne.

Le granite du Pelvoux n'est pas chimiquement très différent de celui de l'Argentera, rien n'empêcherait qu'ils soient contemporains.

Pour le reste des séries aucune comparaison ne peut être proposée, car les renseignements fournis par M. BELLAIR sont insuffisants.

La chaîne de Belledonne et des Grandes Rousses. — P. et C. BORDET viennent d'en aborder l'étude et de publier leurs premiers résultats⁽²⁾.

La série cristallophyllienne de ces massifs semble totalement différente de celle de l'Argentera-Mercantour.

En outre elle est attribuée par ces auteurs au *Carbonifère inférieur et moyen*. L'orogénie majeure, post-westphalienne et anté-stéphanienne, serait donc plus récente que celle qui correspond au cycle de l'Argentera.

Enfin les accidents y semblent orientés N.E.-S.W., à 90° des directions des plissements du cycle de l'Argentera.

A première vue, il ne semble pas possible actuellement d'établir de corrélation entre ces massifs anciens.

Le massif du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. — Ces massifs sont bien connus à la suite des remarquables études de N. OULIANOFF ; P. et C. BORDET, dans leur vue d'ensemble, ne les séparent pas de celui de Belledonne.

⁽¹⁾ De *Gecius*, nom latin du Gesso, affluent de la Stura dans le bassin duquel se trouve une partie de la série étudiée ici.

⁽²⁾ P. et C. BORDET : sur la présence de Carbonifère anté-stéphanien dans la série cristallophyllienne du massif de Belledonne (Alpes françaises). *C.R. Ac. Sc.*, t. 236, p. 305.

Sur la structure des massifs cristallins externes des Alpes françaises. *C.R. Ac. Sc.*, t. 236, p. 500.

Pour eux, il relève de la même orogénie post-westphalienne et anté-stéphanienne. Mais si le massif du Mont-Blanc continue bien, en direction, dans l'Arc alpin la chaîne de Belledonne, il ne faut pas oublier qu'il est charrié de 22 kilomètres, selon les auteurs suisses, sur le synclinal de Chamonix. Il ne se plaçait donc pas, aux temps hercyniens, sur le prolongement du massif de Belledonne.

En outre, si l'allongement du massif des Aiguilles Rouges est N.E.-S.W., les directions anciennes que l'on y relève sont *sub-méridiennes* et l'âge du dernier métamorphisme s'y trouve antérieur au Westphalien D que représentent les schistes ardoisiers non métamorphiques de Servoz.

Le massif de l'Aar-Gothard. — Objet de nombreux travaux, il fut généralement étudié du seul point de vue pétrographique. Le lecteur n'en retient que peu de choses quant aux âges respectifs des diverses roches. Si le granite de l'Aar, le dernier venu, est hercynien anté-stéphanien, les autres de Gastern et d'Innertkirchen, par exemple, et surtout les orthogneiss d'Erstfeld, les schistes de Fernigen, semblent beaucoup plus anciens, et l'on est en droit de se demander si, ici aussi, il n'existe pas de l'Anté-Cambrien.

Massif des Maures et du Tanneron. — Nous nous heurtons là aux mêmes difficultés pour tenter des comparaisons, car depuis les auteurs anciens nous possédons peu de vues nouvelles. Des recherches sont en cours depuis plusieurs années, mais aucune note ne nous a jusqu'ici renseignés sur les résultats obtenus.

Cependant, dans son mémoire sur l'Estérel, P. BORDET donne quelques observations sur le socle ancien.

Il note une orogénie majeure, hercynienne orientée nord-sud, post-silurienne et anté-stéphanienne et ajoute que cette phase est accompagnée et suivie de l'injection du batholite granitique du Plan de la Tour. Ce granite est, pour lui, tardif. Mais, quant au reste du socle ancien, P. BORDET n'ayant pas terminé l'étude des Maures, ne nous donne aucune précision.

Conclusions

Le fruit n'est pas mûr. Mais en attendant la fin de la vaste révision en cours relativement aux massifs anciens extra-alpins, on notera que celui de l'Argentera-Mercantour occupant une position plus interne que tous les autres, peut aussi avoir une constitution et une histoire différentes.

Cependant, on ne peut qu'être frappé de la parenté chimique des granites leucocrates de l'Argentera, du Pelvoux, du Mont-Blanc et de l'Aar.

TROISIÈME PARTIE

LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES PRIMAIRES

STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE

INTRODUCTION

(Pl. 5 et fig. 12)

L'histoire propre des terrains cristallins et cristallophylliens du massif de l'Argentera-Mercantour s'est terminée avec le cycle de l'Argentera.

Les formations qui constituent, désormais, le socle, ne joueront plus que comme matériel mort. Elles seront simplement écrasées, laminées au cours des dernières phases de l'orogénie hercynienne.

Sur le massif cristallin toujours plus profondément érodé se sont déposées des formations



FIG. 12. — Schéma de la répartition des terrains primaires.

N : nappes de l'Ubaye-Embrunais; ST : terrains secondaires et tertiaires; r : Permien;
H : Houiller (Stéphanien et Mollièresite); δ : terrains cristallins et cristallophylliens.

non datées : le poudingue des Bresses et la Mollièresite, puis le Stéphanien, enfin le Permien. Les uns et les autres sont séparés par des phases tectoniques. Le Permien, lui-même, fut plissé et partiellement érodé avant le dépôt du Trias.

Nous étudierons successivement ces différentes formations et leur tectonique.

En outre, il existe des dislocations d'âge inconnu qui n'affectent pas de sédiments primaires, mais qui sont certainement anté-triasiques. Elles ressortissent donc à l'orogénie primaire, et un chapitre leur sera consacré.

CHAPITRE IX

POUDINGUE DES BRESSES ET ZONE D'ÉCRASEMENT DE FREMAMORTA

SOMMAIRE

	Pages.
Historique.....	143
Nature des dépôts.....	143
Répartition du poudingue et extension de la mylonite.....	144
Age.....	145

HISTORIQUE

En 1894, FRANCHI signale dans le haut vallon de Mollières, à la cime de Fremamorta et jusqu'au sud de la pointe du Giegn, une zone de granite laminé, ou Mylonite de Fremamorta, qui fut portée sur la carte géologique au 1/100 000, feuille de Demonte. En 1945, j'ai indiqué que cette zone d'écrasement admettait un poudingue dont l'extension est du reste limitée au seul vallon des Bresses (fig. 13).

NATURE DES DÉPÔTS

Au pied ouest de la cime de Fremamorta, selon le déversoir des lacs des Bresses, la zone mylonitique, large de 150 mètres, montre du sud au nord la succession suivante :

Granite laminé : mylonite claire.....	20 à 30 mètres
Gneiss ou migmatites laminés : mylonite sombre, localement rouge.....	70 —
Poudingue et arkose	20 —
Gneiss ou arkose, laminé.....	30 —

Cet ensemble est encadré par le granite à biotite très leucocrate de l'Argentera.

Il n'est pas possible de relever une coupe lithologique de la série sédimentaire par suite de l'écrasement intense de tous les niveaux : les arkoses et les gneiss sont indiscernables dans une même « purée » où subsistent parfois quelques galets échappés au laminage.

Certains éléments, qui semblent souvent peu roulés, n'ont pas été empruntés directement aux terrains encaissants. Ce sont, par exemple, des galets de granite à amphibole, de quartz, d'aplite ou de granite à muscovite à grain fin. Il ne peut donc s'agir d'une brèche d'écrasement, ni même d'un dépôt détritique local.

Il n'y a pas eu de métamorphisme postérieur à l'écrasement, car on n'observe que le développement de la séricite et la recristallisation du quartz.

Il ne semble pas davantage que le poudingue ait été métamorphisé *avant* son écrasement et postérieurement au gneiss, car les formations avoisinantes ne montrent pas de superposition de métamorphismes. On ne peut pas penser non plus à un poudingue ancien inclus dans les gneiss ; il aurait été peu vraisemblable que ce poudingue se soit juste trouvé dans cette zone de mylonite et nulle part ailleurs.

Le laminage affecte non seulement le conglomérat, mais aussi les gneiss et le granite encaissants. Le stade le plus intense réalise une mylonite, c'est-à-dire une roche feuilletée aux éléments non schisteux. Elle est souvent silicifiée, ce qui lui confère une certaine tenue, notamment dans la zone granitique.

RÉPARTITION DU POUDINGUE ET EXTENSION DE LA MYLONITE

La formation sédimentaire des Bresses est extrêmement localisée. On l'observe seulement sur 400 à 500 mètres de longueur, entre le pied ouest de la cime de Fremamorta et la crête nord du Caire Ponciu.

Au contraire, la mylonite de Fremamorta se prolonge bien au-delà de l'affleurement du poudingue (pl. 5). Son extension est supérieure à celle que j'avais admise antérieurement [119].

Je l'avais suivie, alors, d'est en ouest, du lac supérieur de Fremamorta en Italie, au sud de la pointe du Giegn en France. Elle est décrochée par deux failles transversales, l'une au lac supérieur de Fremamorta (F_1 fig. 13), Italie, l'autre au lac Nègre (F_2 fig. 13). Sa direction est est-ouest à E. 10° N.-W. 10° S. Mais elle ne se poursuit pas, dans cette direction, sur une longue distance.

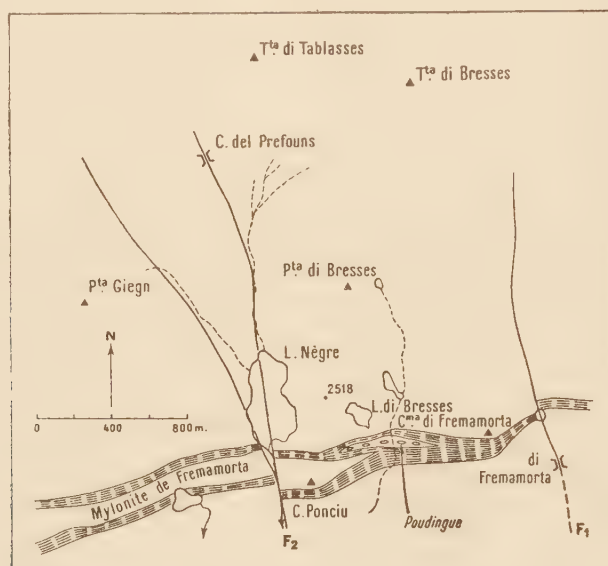


FIG. 13. — Région du lac Nègre et cima di Fremamorta montrant l'extension du poudingue des Bresses.
 F_1 - F_2 : Failles.

Vers l'ouest et le nord-ouest (pl. 5)

Au sud de la pointe de Giegn, au lieu de traverser la vallée de Mollières, la zone d'écrasement se coude brusquement et se dirige vers le nord-ouest. On la suit, par l'est du col Mercera, le col de la Lombarde et, en Italie, par le vallon d'Orgial, le vallon Lasciauda; elle traverse la vallée dei Bagni de Vinadio, passe au Colle Bernardo au nord du mont Vaccia, atteint la vallée de Piz au ravin du Rios Costis et se dirige vers Murenz dans la vallée de la Stura, où apparaissent les terrains secondaires. Mais l'extension des formations quaternaires masque les rapports exacts de cet accident avec le Trias de la bordure du massif. Il ne se retrouve en tout cas pas dans la couverture sédimentaire; il est oblique aux accidents alpins.

Vers l'est du lac supérieur de Fremamorta (pl. 5)

La mylonite se prolonge en Italie où je n'ai pas effectué de levés détaillés. Cependant, quelques observations et des photos aériennes me font admettre son prolongement, à l'est de la vallée de la Valletta, suivant la zone de gneiss laminés de la cime Brocan, plus ou moins dérangée par les failles et écrasements du faisceau des lacs Besson.

A l'est de la cime Brocan, d'après les auteurs anciens, des gneiss laminés s'observent au sud du lac Brocan, plus à l'est, au col nord de la Cima del Caire Agnel et, probablement, non loin de la Punta Siula, au nord du Gelas.

Plus à l'est, existent deux zones d'écrasement : l'une passe au nord de la Cima dell'Agnel et vient se perdre dans le synclinal triasique du col del Sabbione; l'autre, plus au sud, traverse de bout en bout, le lac de l'Agnel puis la vallée inférieure de la Valmasque pour disparaître sous le Trias de la vallée de Casterino.

On pourra, peut-être, montrer que la mylonite de Fremamorta se continue par l'un ou l'autre de ces accidents ou par les deux.

Quoi qu'il en soit de son extension vers l'est, cette mylonite révèle un accident important, long de 45 kilomètres au moins.

Elle englobe un complexe lui-même violemment écrasé; elle peut donc représenter le fond pincé d'un synclinal ou une zone de racines d'écaillés, mais dans ce dernier cas, les déplacements tangentiels auraient été de faible ampleur, car ce sont les mêmes formations que l'on retrouve au nord et au sud de l'accident.

AGE

Il est aussi difficile de préciser l'âge du poudingue que celui de la mylonite.

Les observations effectuées d'une part au nord, dans la vallée de la Stura vers Murenz, et, d'autre part dans la vallée de la Valmasque et au col del Sabbione, à l'est, révèlent que l'affleurement de la mylonite est oblique par rapport aux accidents alpins.

Certainement antérieure au Trias et au Permien, elle relève donc de l'orogénie hercynienne. Mais rien ne permet de la dater d'une façon plus précise. Nous essayerons toutefois dans un chapitre de conclusions de l'intégrer dans l'histoire générale du massif.

CHAPITRE X

LA MOLLIÈRESITE ⁽¹⁾

SOMMAIRE

	Pages
Historique.....	147
Nature des dépôts.....	147
Répartition.....	148
Tectonique.....	151
Age.....	152

HISTORIQUE

Observée par FRANCHI [128] en 1894, à la Punta Barnon, et attribuée par lui au Permien, la Mollièresite a été décrite par SACCO [303, 307] qui la dénomma. ROCCATI en reprit l'étude et publia, en 1911, une description détaillée. Pour ces derniers auteurs, il s'agirait d'une formation *métamorphisée passant insensiblement aux gneiss encaissants*.

NATURE DES DÉPÔTS

La Mollièresite débute par un conglomérat de base dont les éléments sont de taille variable pouvant atteindre 20 et même 40 centimètres de diamètre; certains sont roulés, d'autres anguleux.

Les galets, apparemment d'origine locale, proviennent pour la plus grande partie, du massif cristallin sous-jacent : amphibolite, gneiss à deux micas, gneiss à amphibole, granite à grain fin, aplites, microgranite. Il s'y trouve aussi des quartz blancs laiteux et des quartz noirs, des quartzites et un galet de *mylonite*. Je n'y ai jamais trouvé de granite de l'Argentera.

Le ciment est arkosique, abondant, parfois au point de former de véritables lentilles gréseuses. Il se compose de quartz, de débris de feldspaths, de chlorites provenant de l'altération des biotites; la séricite est toujours présente. Par suite de l'écrasement, les éléments sont alignés, donnant à la roche, une allure schisteuse, « gneissifiée », ainsi que l'ont noté les auteurs anciens.

Lorsque l'écrasement a été faible, les galets sont moulés par le ciment qui prend une allure fluidale, certains éléments semblent avoir subi une légère rotation. Lorsque l'écrasement a été intense, les galets se sont allongés suivant la schistosité. A un stade extrême, ils s'étalent et ne forment plus que des lentilles claires, discontinues, voire même des lits leucocrates à bords parallèles alternant avec des bandes verdâtres ou noires. La roche prend alors un curieux aspect de « phyllade litée » affectée d'une schistosité sans rapport avec la sédimentation.

Outre ces conglomérats qui se répètent à divers niveaux, la Mollièresite, avec arkoses, grès micacés à quartz noir, *schistes noirs*, offre une certaine ressemblance avec les faciès houillers classiques, mais aucune trace fossile n'a été conservée.

⁽¹⁾ La localité de Molières s'écrit avec un *l* en français et deux *l* en italien. Le nom de la formation dérivé du nom du village, alors italien, s'écrit donc *Mollièresite*.

Par ailleurs, ce nom, justifié si l'on avait baptisé une roche dans le sens pétrographique du terme, ne l'est pas du moment qu'il s'agit d'une formation détritique, variable même selon les points. Je le conserve toutefois pour la commodité des descriptions.

La répartition des différents termes ainsi que leur puissance varient beaucoup. En raison des dislocations qui les ont affectés, il n'est pas possible d'en relever une coupe. Notons simplement qu'au nord de Saint-Martin-Vésubie, les schistes noirs dominent sur les autres constituants.

En général, les contacts du conglomérat avec la roche encaissante sont toujours difficiles à situer, car on distingue mal une arkose écrasée d'un gneiss.

RÉPARTITION (pl. 5)

La Mollièresite décrite par les auteurs italiens affleure au sud de Mollières entre la Punta Barnon et la Testa Marges (fig. 14). Personnellement j'ai identifié, plus au sud, des formations analogues dans le vallon d'Antuebis et jusqu'à Saint-Martin-Vésubie.

Avec un détail imposé par la complexité des affleurements, nous les étudierons successivement du nord au sud, sur les tronçons suivants :

1° Punta Barnon, Testa Marges (fig. 14 et 15).

Cet affleurement, allongé du N.N.W. au S.S.E., s'étend au sud de Mollières, de la Punta Barnon, au nord, à la Testa Marges au sud, entre le vallon Marges et celui del Barn.

L'abondance du glaciaire et des éboulis en rend l'étude délicate. J'avais primitivement admis que la Mollièresite était pincée dans la zone d'écrasement de la Valletta-Mollières (qui sera décrite plus loin). Un examen plus détaillé m'a permis de voir que *cette formation en est indépendante*. En effet, la mylonite, qui se suit depuis le vallon de la Valletta au nord, n'est séparée aux sources du Torrent Marges que par quelques mètres d'éboulis de la Mollièresite. Celle-ci semble reposer sur le bord oriental de la mylonite sans être affectée du même écrasement. Ici, cette dernière a un pendage de 70° vers l'E.N.E., sous la Mollièresite inclinée à 45° vers le N.N.E. Au sud et au sud-est, ces deux formations se séparent. La zone d'écrasement de la Valletta-Mollières se continue vers le col Ferriera, tandis que la Mollièresite se dirige vers le nord-est de la Testa del Barn (fig. 14). La schistosité de la mylonite est N.N.W.-S.S.E. à N.-S., celle de la Mollièresite présente une orientation générale W.N.W.-E.S.E., localement E.-W., qui est nettement différente de la précédente.

Vers le sud-est, la Mollièresite ne dépasse pas, dans le vallon del Barn, le pied de la croupe Testa Marges-Caire Ciassi.

En revanche, des gneiss très écrasés s'observent vers le sud-est dans un affleurement de roches moutonnées du haut vallon del Barn, immédiatement au sud des cotes 2 245-2 293. Ils forment une étroite zone, partiellement cachée par les formations glaciaires, qui s'élargit et dont la roche moins résistante donne lieu au col coté 2 457, à l'est de la cime de Belletz.

2° Vallon d'Antuebis (fig. 15).

Immédiatement au revers sud-est du col 2 457, dès le lac 2 387 del Barato, apparaissent des conglomérats et des grès ou arkoses, disposés en une bande qui se suit au versant d'Antuebis jusqu'à la vallée du Boréon.

C'est la continuation de la Mollièresite de la Punta Barnon qui, à la hauteur du lac del Barato, est orientée N.W.-S.E. L'affleurement mesure ici 500 mètres de long. L'ensemble est épais de 100 à 150 mètres et son pendage est de 70 à 80° vers le nord-est. Ici, le complexe est réduit à un conglomérat toujours écrasé, à éléments d'amphibolite de couleur vert sombre, et de galets de gneiss unis par une pâte à débris d'amphibolite.

Or, dans ce secteur, les amphibolites sont très rares, je n'en connais que quelques affleurements au nord de la cime Belletz. L'accumulation de ces roches dans ce conglomérat évoquerait peut-être ici un transport plus lointain si leur aspect anguleux ne militait en faveur d'une origine locale.

Vers le sud-est, la Mollièresite se suit, plus ou moins masquée par les éboulis et le glaciaire, jusqu'au col du Balaour inférieur. Toujours très écrasée, puissante d'une cinquantaine de mètres au

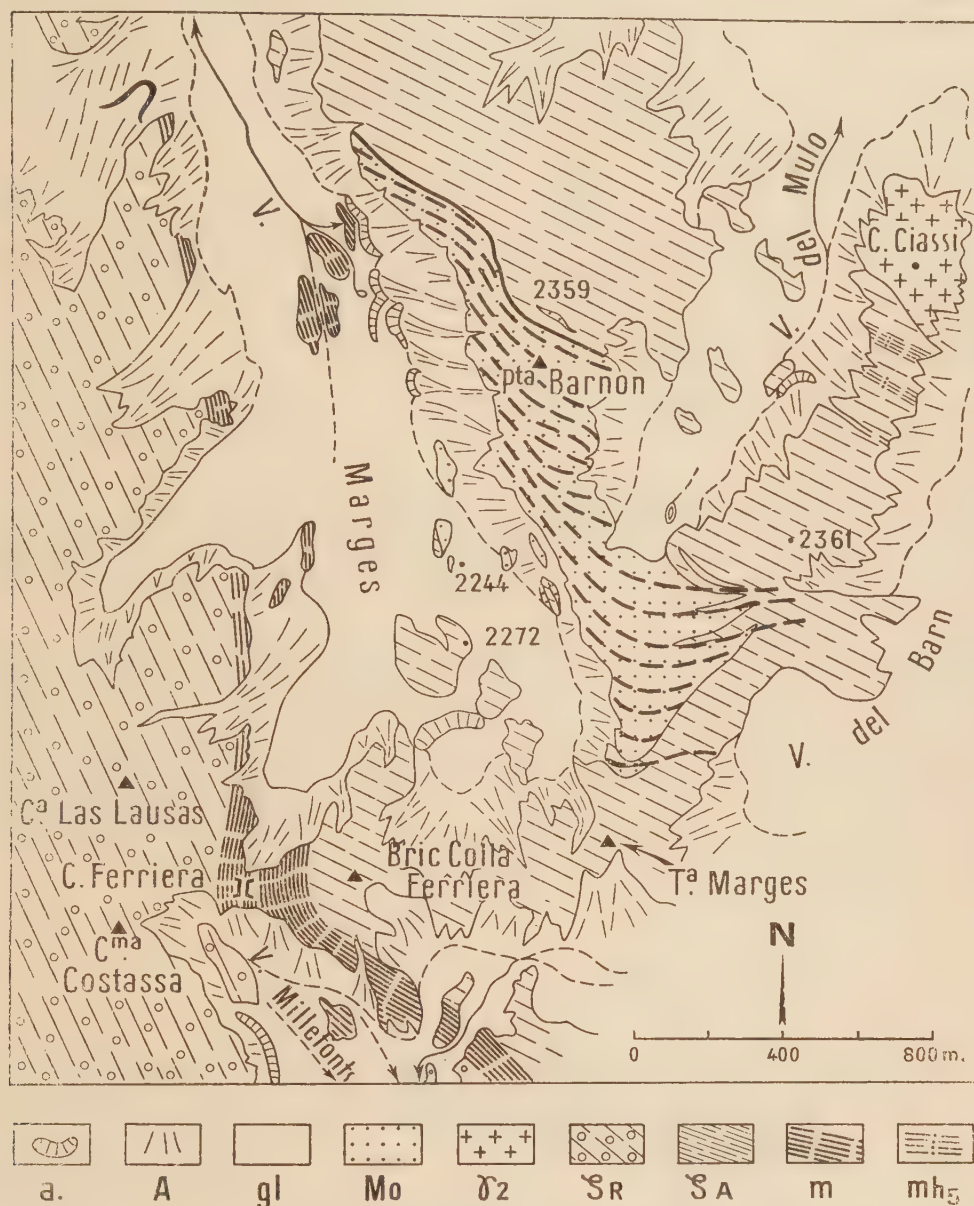


FIG. 14. — Schéma géologique du Haut Vallon Marges au sud de Mollières.

a : moraine de névé; A : éboulis; gl : glaciaire; Mo : Mollièresite; γ_2 : granite de l'Argentera; ζR : gneiss ocellé de Rabuons; ζA : migmatite des Adus; m : mylonite de la Valletta-Mollières; mh_5 : mylonite du Stéphanien.

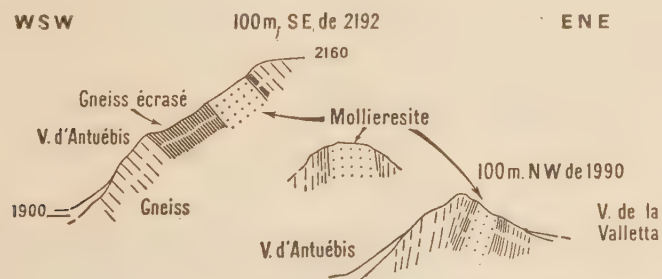


FIG. 15. — La Mollièresite dans le vallon d'Antuebis.

plus, elle comporte des conglomérats à galets de gneiss, des grès et arkoses, des schistes très grossiers noirâtres avec petits galets de quartz.

Au versant du Boréon, dans le ravin descendant du Balaour inférieur, les conglomérats s'observent seulement jusque vers 1 400 mètres d'altitude.

Toute la croupe sud-est du Balaour inférieur est affectée d'écrasements intenses donnant des bandes de mylonite qui se suivent depuis le vallon de la Valletta jusqu'au Boréon, au sud-est, où elles disparaissaient sous le fluvio-glaciaire.

Cet écrasement a la même direction que celui de la Mollièresite.

Au bas du versant qui domine le glaciaire du Villars, ces zones d'écrasement semblent recouper des gneiss, eux-mêmes écrasés, qui seraient la continuation de la zone mylonitique de la Valletta-Mollières. L'angle des deux directions d'écrasement est faible, de l'ordre de 10 à 15°.

3° Région de Saint-Martin-Vesubie.

Au-delà de la vallée, dans l'éperon qui domine au nord Saint-Martin-Vesubie, on retrouve des formations sédimentaires qui semblent la suite des affleurements de la Mollièresite du vallon d'Antuebis, bien que suivant une direction un peu différente.

Peut-être y a-t-il une faille sous le glaciaire du Boréon, mais je n'ai pu en observer aucun indice, ni en amont ni en aval. Il semble qu'il se produise seulement une sorte de torsion dont le point de rebroussement se trouverait dans la vallée. Ce dispositif se répète pour la mylonite du Stéphanien, comme on peut le voir (pl. 5).

La Mollièresite se poursuit ensuite en direction presque nord-sud. Elle est recoupée par le vallon de la Madone de Fenestre juste en amont de Saint-Martin-Vesubie. Plus au sud, au milieu des éboulis et du glaciaire, émergent çà et là des mylonites localement accompagnées de conglomérat ou de schistes et grès noirs, en particulier dans les ravins du Toron et de Piera-Villard. Tous ces affleurements occupent une zone qui se suit depuis l'aval de la cote 1 052 sur le torrent de la Madone jusqu'au point où, vers le Villardon au sud-est du ravin de Castagniers dans la vallée de la Vesubie, ils s'engagent sous le Permien ou le Trias transgressif (fig. 16).

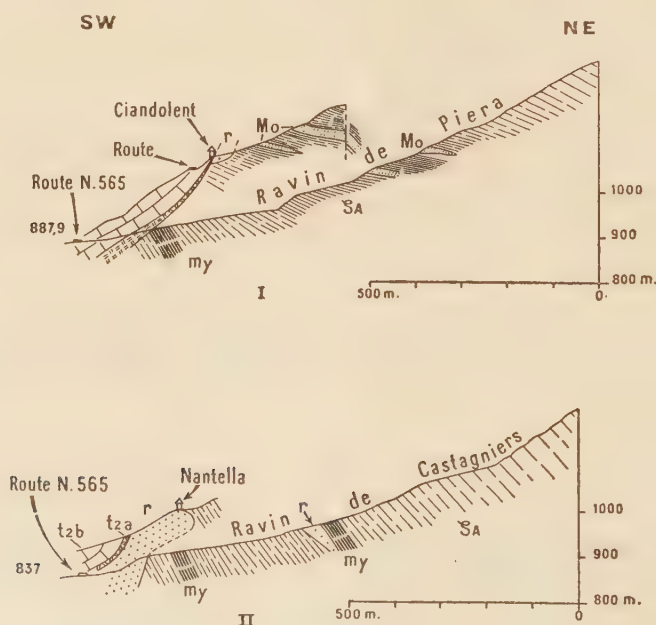


FIG. 16. — Coupes selon les ravins au sud de Saint-Martin-Vesubie, montrant les rapports du Permien et du Trias avec la Mollièresite ou les mylonites qui l'accompagnent.

t_{2b} : calcaire du Trias moyen; t_{2a} : cargneules inférieures; r : permien; Mo : Mollièresite; my : mylonite
 ζA : gneiss ou migmatites plus ou moins écrasées.

En résumé, du sud de Mollières au sud de Saint-Martin-Vésubie, on suit à peu près bien des jalons de la formation sédimentaire détritique de la « Mollièresite ». En raison de l'écrasement des gneiss sous-jacents, il paraît légitime de se fonder sur la continuité de ces gneiss écrasés pour admettre que c'est la même bande de Mollièresite qui, coincée dans un unique accident, court sur 18 kilomètres.

Par contre, cet accident ne se poursuit pas au nord de Mollières. Ce qui y était attribué jusqu'ici au Permo-Carbonifère n'est que la zone d'écrasement de la Valletta-Mollières, indépendante de la Mollièresite.

TECTONIQUE

Dans l'ensemble, la « Mollièresite », apparaît donc dans un synclinal complexe, écaillé, très écrasé. Le style de ces imbrications peut être observé d'une part dans la région Punta Barnon-Testa Marges, d'autre part au nord de Saint-Martin-Vésubie.

Punta Barnon-Testa Marges (fig. 14 et 17).

La crête qui, de la Testa Marges, se dirige vers le Caire Ciassi entre le vallon del Mulo et celui del Barn, ainsi que le versant du vallon del Barn, montrent que la Mollièresite est débitée en une série d'écailles gauchies, peut-être, par des mouvements postérieurs. Il n'est pas exclu que la formation sédimentaire soit décollée à sa base et tassée vers l'avant, ce qui expliquerait son écrasement plus violent que celui des gneiss sous-jacents.

Quoi qu'il en soit, les profils (fig. 17) montrent que le gneiss chevauche et écrase l'écaille précédente suivant des surfaces listriques assez redressées vers l'extrémité chevauchante. La « racine », très pincée, est presque verticale.

Dans le socle gneissique, ces accidents se traduisent par une série de zones d'écrasement intense, voire par des mylonites.

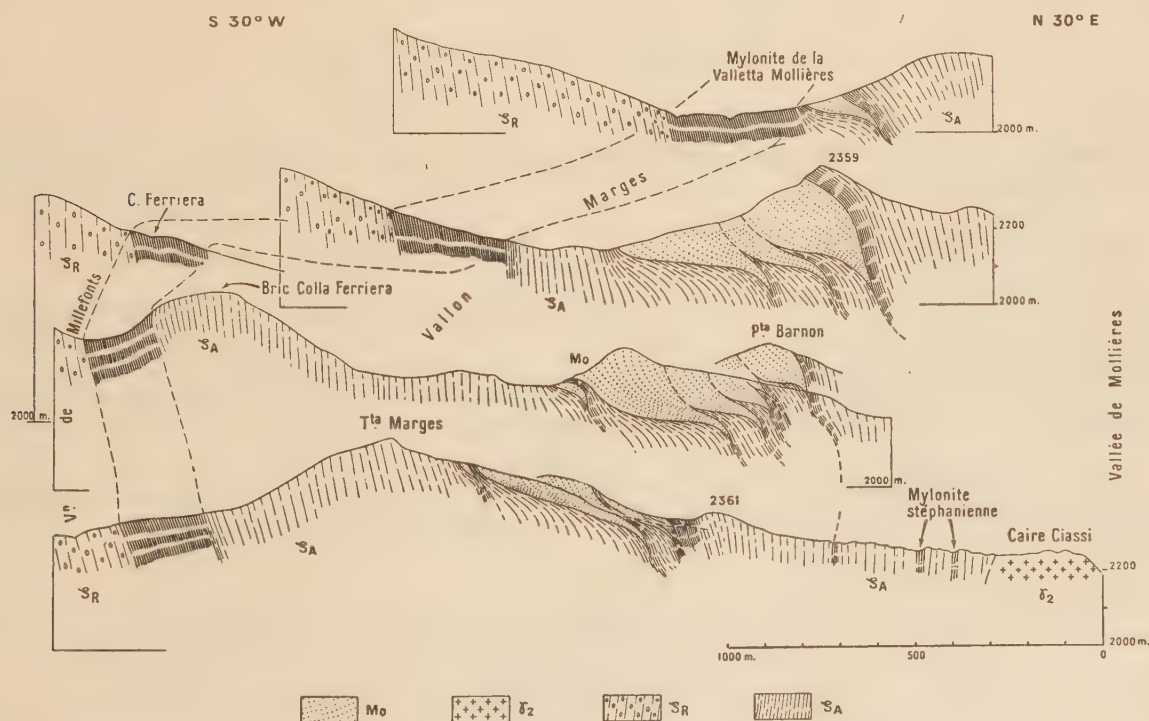


FIG. 17. — Coupes schématiques du Haut Vallon de Marges montrant les rapports de la mylonite de la Valletta-Mollières avec les écailles de la Mollièresite

Mo : Mollièresite; γ_2 : granite; ζ_R : gneiss de Rabuons; ζ_A : migmatites des Adus

Au nord de Saint-Martin-Vésubie (fig. 18).

La Mollièresite s'étend, ici, jusque vers 1 430 mètres d'altitude au nord-est du Collet Roux dans l'éperon sud-ouest de la cime Piagu, entre la vallée du Boréon et celle de la Madone de Fenestre.

Elle est écaillée et écrasée comme à la Punta Barnon, mais selon un style un peu différent. En effet, ces formations amorcent le dessin de têtes anticlinales, tandis que les synclinaux ne sont plus représentés que par de minces bandes de mylonite où il est souvent difficile de distinguer les terrains sédimentaires des gneiss encaissants.

AGE

La Mollièresite n'a fourni aucune trace organique. Cependant, nous avons vu qu'ayant été plissée avant le dépôt du Permien, elle peut donc être stéphanienne ou plus ancienne. La nature de ses dépôts évoque, il est vrai, un faciès « houiller », cependant l'état d'écrasement des galets inter-

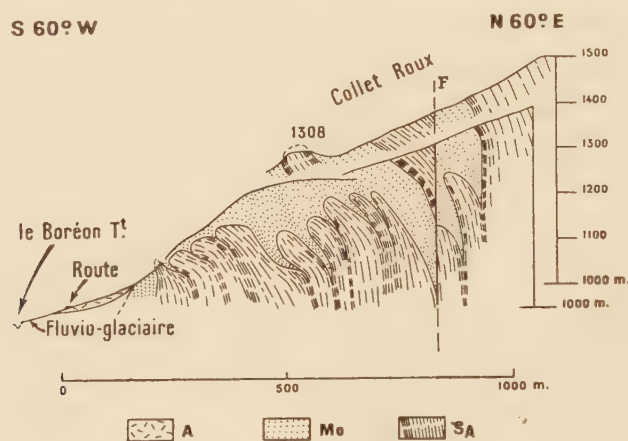


FIG. 18. — Coupe de l'éperon S.W. de la Cime Piagu au nord de Saint-Martin-Vésubie
A : éboulis; Mo : Mollièresite, S : δS gneiss ou pegmatite, écrasé

dit d'étudier leur forme ou leur agencement primitif, de sorte que nous ignorons s'il s'agit de sédiments continentaux.

Il me semble cependant que l'on puisse proposer deux hypothèses :

1^o La Mollièresite est d'âge stéphanien. La phase orogénique qui l'a affectée serait ainsi post-stéphanienne et anté-permienne;

2^o Elle est anté-stéphanienne et pourrait être attribuée au Westphalien. La phase orogénique se situerait alors entre le Westphalien et le Stéphanien.

C'est dans le chapitre consacré aux conclusions que seront discutées ces deux hypothèses, lorsque nous chercherons à les intégrer dans l'histoire générale du massif.

CHAPITRE XI

LE STÉPHANIEN

SOMMAIRE

	Pages
Historique.....	153
Nature des dépôts.....	153
Répartition.....	154
Paléogéographie.....	156
Tectonique.....	156

HISTORIQUE

La carte au 1/80 000 [355] dressée par L. BERTRAND porte, aux environs de Saint-Martin-Vésubie, au sud-est, dans le haut vallon de Spailard (cirque Férissou) et au versant droit de la vallée de la Gordolasque, des terrains attribués avec doute au Stéphanien [36].

En fait, les affleurements des environs immédiats de Saint-Martin-Vésubie doivent, ainsi que nous l'avons vu, être rapportés à la Mollièresite. En revanche, ceux du haut vallon de Spailard, beaucoup plus étendus que ne l'indiquait L. BERTRAND, appartiennent bien au Stéphanien [75 et 76].

Quant aux affleurements du sud des Granges de Pallus et de la vallée de la Gordolasque, au revers sud de la cime de Montjoya, dont fait état le même auteur, je n'ai pu en retrouver la trace.

NATURE DES DÉPÔTS

Une bonne coupe, malheureusement incomplète, s'observe entre la cime de Montjoya au sud-est et celle de la Valette de Prals au nord-est (affleurement ignoré par L. BERTRAND).

Le Houiller forme une partie de l'arête qui, de la cime de Montjoya, se dirige au nord, vers le col sud du point coté 2 337,8, col auquel nous donnerons le nom de col de Montjoya.

En discordance sur les migmatites, on observe du sud au nord la succession suivante (fig. 19) :

- | | | |
|--|-----------|---|
| 1. — Conglomérat et grès micacés à galets de gneiss et de quartz..... | 15 mètres | |
| 2. — Grès grossier..... | 7 à 8 | — |
| 3. — Schistes noirs et grès noirs micacés comportant à 2 mètres de leur base un banc à plantes.. | 15 à 18 | — |
| 4. — Grès dur à patine rousse..... | 10 à 12 | — |
| 5. — Grès noirs avec passées schisteuses noires froissées..... | 8 à 10 | — |

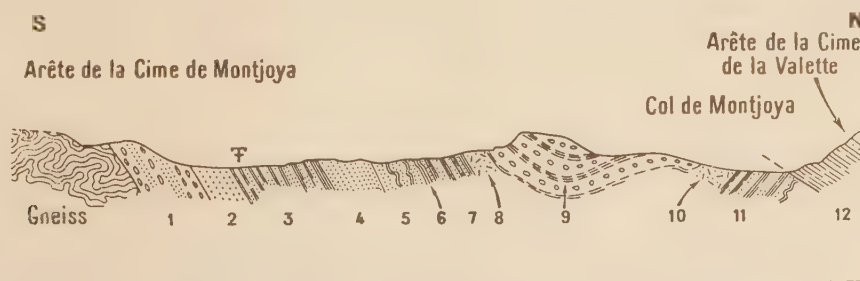


FIG. 19. — Coupe du Stéphanien au Col de Montjoya
Légende dans le texte

6. — Schistes noirs carburés avec écailles de ganoïdes.....	0,20 mètres
7. — Grès noirs et schistes noirs stériles avec passées de grès roux.....	10 —
8. — Grès roux passant à des grès arkosiques blancs.....	4 à 5 —
9. — Grès blanc très grossier à petits galets de quartz blanc, avec lits psammitiques. Ce niveau dessine un synclinal.....	9 à 10 —
10. — Grès roux équivalent du niveau 8.	10 —
11. — Grès noirs et schistes noirs stériles représentant le niveau 7.	
12. — Schistes verts du Permien.	

Les niveaux 1 à 7 sont affectés d'un pendage de 50° vers le N.N.E.

Vers le niveau 8 l'angle n'est plus que de 30°. Les grès grossiers blancs (niveau 9) dessinent un synclinal. On retrouve au nord les grès roux (8) et les grès et schistes noirs (7) pendant faiblement vers le sud. Au col, les schistes verts du Permien, inclinés de 35° vers le nord, reposent sur la tranche de ces grès stéphaniens.

Au nord-ouest, dans le cirque de Férisson, au milieu du glacière, affleurent des terrains houillers prolongeant probablement ceux du col de Montjoya. Il n'est malheureusement pas possible d'y relever une coupe; on n'y observe que des pointements locaux de conglomérats, des alternances de grès grossiers noirâtres souvent micacés et de petites passées de schistes noirs parfois gréseux. Vers 1 950 mètres, sur le chemin muletier qui, de Belvédère, monte vers le col de la Croix de Férisson, l'un des bancs schisteux a fourni une flore stéphanienne.

Les flores de Férisson et du col de Montjoya ont été étudiées par M. P. CORSIN (voir le tableau p. 157).

Lors d'une première étude, le flore du cirque de Férisson comportant *Mixoneura alpina* avait été attribuée au Stéphanien inférieur [75], assise de Rive de Giers. Celle du col de Montjoya, bien que plus riche en espèces, ne possède pas de *Mixoneura*. Par suite de l'abondance des plantes purement stéphaniennes telles que *C. pteridium*, *S. oblonguifolium*, *C. lingulatus*, *P. cyathæa*, elle doit être rapportée au Stéphanien moyen, assise de Saint-Étienne.

Il est impossible de suivre sur le terrain les bancs fertiles de ces gisements et bien qu'ils fassent partie du même synclinal et ne soient distants, sur carte, que de 1,5 kilomètre, on ne peut connaître leurs rapports exacts. Or, le gisement du col de Montjoya est situé à la base de la série houillère, transgressive sur les gneiss. Il serait peu vraisemblable d'admettre que la Stéphanien moyen se complète par sa base au cirque de Férisson. Ces deux gisements doivent donc appartenir au même horizon : l'assise de Saint-Étienne.

RÉPARTITION (pl. 5)

Les terrains stéphaniens sont conservés dans des synclinaux que l'on peut grouper en deux ensembles :

- 1° Synclinal du cirque de Férisson-Montjoya;
- 2° Synclinal de Las Crottas.

Malgré leur faible extension, ils sont l'un et l'autre très importants par les indications qu'ils fournissent sur la structure et l'histoire orogénique de la région. C'est pourquoi il importe de les décrire en détail.

1° Synclinal du cirque de Férisson-Montjoya.

Les terrains houillers du haut vallon de Spaillard dépassent largement le cirque de Férisson. Ils s'étendent vers le sud-est et vers le nord.

Vers le sud-est, ils affleurent non seulement au col de Montjoya, mais aussi au revers est du col, dans le haut vallon de la Valletta où ils sont recouverts en partie par les dépôts superficiels. Vers 1 850 mètres, au versant gauche du vallon, ils sont mis à nu par une zone d'arrachement. Leur

épaisseur est réduite à une cinquantaine de mètres. Ils apparaissent encore, sous les Granges au nord d'Engibold, dans la vallée de la Gordolasque. Au versant gauche de celle-ci, sous le Capelet inférieur, ils disparaissent, pincés en un synclinal étroit, sous le Permien dans le vallon de Festoletta.

Vers le nord-ouest, outre les affleurements émergeant du glaciaire au cirque Férissou, le Houiller forme une bande synclinale orientée N.W.-S.E., légèrement déversée vers le sud-ouest, qui se suit vers la cime de Fuons Freja. Limité à une cinquantaine de mètres, il franchit la crête immédiatement à l'est de cette cime, s'amincit, puis disparaît dans le vallon de Carnassière.

En outre, dans la crête entre la cime de Fuons Freja et le mont Lapasse, apparaissent, d'ouest en est, deux autres affleurements du Houiller :

a. Une étroite passée de schistes noirs avec niveau conglomératique passe au col est de la cime de Fuons Freja, mais disparaît sur les deux versants tant au nord qu'au sud, 20 à 30 mètres à l'aval du col.

b. Immédiatement à l'ouest de la cime cotée 2 328,4, des conglomérats et schistes noirs forment un affleurement allongé du nord-ouest au sud-est. Le Houiller s'évanouit en moins d'une centaine de mètres dans le versant sud de la cime 2 328,4. Vers le nord-ouest, il se suit jusqu'au vallon de Carnassière par le sud de la cote 2 152.

Dans la vallée de la Madone de Fenestre elle-même, le Stéphanien n'est plus représenté. Toutefois, les fonds des synclinaux sont révélés par des mylonites orientées N.W.-S.E., visibles notamment, rive droite, sur le chemin du refuge à hauteur des Granges de Filipp et dans le vallon de Pontes jusqu'à la bergerie de Ventabens où réapparaît le Houiller. Des schistes noirs à débris de plantes, accompagnés d'arkoses ou de conglomérats, forment de minces bandes laminées, dans l'épaulement sud de la cime Piagu et au revers est de cette cime.

Au revers nord-ouest de la cime Piagu, sur le versant du Boréon, le Houiller n'existe plus. Seuls des gneiss écrasés et des mylonites jalonnent, en une zone d'une centaine de mètres de large, le fond pincé du synclinal et correspondent à un ravin sans nom sur la carte.

La continuité de cet accident est localement masquée par le glaciaire du vallon du Boréon, mais doit se faire juste à l'aval de la cote 1 322. La zone de dislocation ne se poursuit pas vers le nord-ouest; elle oblique vers l'W.N.W. (nous avons observé la même torsion en plan pour la mylonite liée à la Mollièresite). Sensiblement verticale, elle se suit alors, par le revers sud de la crête Caire Nicolau-Mont Arcios, puis dans l'épaulement nord du Mont Arcios, et au revers sud de la Cima della Valletta, enfin, elle provoque le col 2 468 entre le Caire Arcios et la cime de Belletz.

Au-delà de ce col, elle disparaît sous le glaciaire et les éboulis, mais au bas du versant sud de la crête Caire-Arcios-Caire Garons, des mylonites noirâtres semblent bien prolonger celles du synclinal stéphanien. Au versant gauche du vallon del Barn, dans l'éperon au sud du Caire Ciassi, deux zones mylonitiques sont encore attribuables au prolongement de l'accident stéphanien. C'est le dernier jalon visible vers l'W.N.W.

Il semble n'y avoir aucun rapport entre la mylonite jalonnant le fond du synclinal stéphanien et la Mollièresite de la Punta Barnon. Il n'existe actuellement, en tout cas, aucune liaison entre elles.

2° Synclinal de Las Crottas.

Cet affleurement est esquissé sur la carte au 1/80 000, feuille Saint-Martin-Vésubie, dans le vallon de Spaillard au sud du synclinal de Férissou. Il a été décrit par Léon BERTRAND dans sa thèse [36] (p. 39, fig. 2), sous le nom de « Coupe auprès de la Cabane Nantès ». Cette cabane n'existant plus, j'ai désigné cet affleurement du nom du hameau le plus proche, celui de Las Crottas. Il suit à peu près le ravin situé immédiatement au sud de ces granges. La succession des assises, selon le chemin muletier du col de Férissou, est, en gros, celle qui est indiquée par Léon BERTRAND.

Il y a là, en effet, des arkoses, des schistes noirs, des grès et des conglomérats. Ceux-ci ne forment pas un niveau continu, mais des passées plus ou moins lenticulaires dans les grès grossiers; par places, la stratification est entrecroisée. Ils contiennent des galets souvent anguleux de « gneiss » (surtout des migmatites de Fenestre) d'origine locale et de quartzites noirs; ceux-ci proviennent, sans doute, du remaniement de couches précédemment déposées. Nous préciserons, en outre, que les micaschistes mentionnés par Léon BERTRAND sont des migmatites un peu écrasées. Le Houiller est vertical ou affecté d'un pendage vers le nord de 70 à 80°. Le contact entre Permien et Houiller ne se voit pas sur le chemin muletier, mais 50 mètres au-dessus : il est vertical et fortement écrasé. Vers 1 750-1 800 mètres, dans le ravin de Las Crottas (150 m. au-dessus du chemin), le Permien dessine un mouvement anticlinal et repose sur la tranche du synclinal houiller. Celui-ci est alors subdivisé en deux synclinaux secondaires qui ne semblent pas atteindre la crête de Bermonnet. Il est toutefois possible que les grès roussâtres qui affleurent en bordure du Permien au nord-est de la cote 2 094,0 appartiennent au Houiller. Mais je ne les ai pas retrouvés sur le versant de la Gordolasque.

Le prolongement occidental de cet affleurement se suit jusque vers 1 450-1 500 mètres, dans la croupe est de Las Crottas; à hauteur du hameau, il n'est plus marqué que par des gneiss écrasés, derniers témoins de l'existence de ces synclinaux.

Ces formations n'ont, ici, fourni aucun fossile. Il semble, cependant, que leur faciès permette de les attribuer au Stéphanien, bien que les plis soient localement axés est-ouest.

PALÉOGÉOGRAPHIE

Nous ignorons l'extension originelle des dépôts stéphanien et leur épaisseur. Il serait donc illusoire de parler de paléogéographie. Cependant, il est certain que le même climat, les mêmes conditions de sédimentation ont dû régner, comme dans le Massif Central ou les Maures au Carbonifère supérieur. Nous évoquerons le même paysage de forêts tropicales aux bords de lacs. Ici, toutefois, l'apport détritique grossier est encore très important, ce qui implique, au-delà de la forêt, des reliefs encore assez vifs et peut-être dénudés.

TECTONIQUE

Nous connaissons peu de chose de la phase tectonique qui a déformé le Stéphanien du Massif de l'Argentera-Mercantour.

Le seul accident important connu est le synclinal dissymétrique du cirque de Férisson — col de Montjoya qui se suit sur 18 kilomètres. Il est vertical ou légèrement déversé vers le sud-ouest (pl. 4, coupes Ia, Ib, Ic, Id).

Le fond du pli est violemment écrasé et il se traduit par une zone de mylonites dans les gneiss sous-jacents. Il est affecté de replis, mais ne semble pas avoir été débité en écaillés comme ce fut le cas pour le bassin de sédimentation de la Mollièresite. En outre, son flanc nord-est est généralement plus écrasé.

Les plissements post-stéphanien pourraient être attribués à la phase saalique de Stille, mais le doute subsiste en l'absence de dépôts autuniens datés.

P. PRUVOST rattache l'Autunien au Carbonifère, le Permien débutant, pour lui, avec le Saxonien [16].

Comme on le verra plus loin, nous manquons des données stratigraphiques nécessaires pour fixer l'âge exact des formations permien du massif de l'Argentera-Mercantour. Mais nous noterons que rien, dans la coupe de Montjoya, ne vient contredire les vues du savant spécialiste des terrains houillers.

FLORE STÉPHANIENNE

	Nombre d'échantillons recueillis	
	Cirque Férisson	Col de Montjoya
<i>Alethopteris grandini</i> BRONGN.	"	2
<i>Callipteridium pteridium</i> SCHLOT.	14	20
<i>Callipteridium</i> cf. <i>pteridium</i> SCHLOT.	"	3
<i>Pecopteris bioti</i> BRONGN.	"	12
<i>Pecopteris cyathæa</i> SCHLOT.	"	10
<i>Pecopteris</i> cf. <i>cyathæa</i> SCHLOT.	1	1
<i>Dicksonites pluckeneti</i> SCHLOT.	"	2
<i>Dicksonites</i> cf. <i>pluckeneti</i> SCHLOT.	1	"
<i>Dicksonites polymorpha</i> BRONGN.	1	6
<i>Dicksonites</i> cf. <i>polymorpha</i> BRONGN.	"	1
<i>Dicksonites unita</i> BRONGN.	7	"
<i>Pecopteris</i> sp.	3	"
<i>Neuropteris cordata</i> BRONGN.	2	"
<i>Neuropteris</i> sp.	1	"
<i>Mixoneura</i> cf. <i>alpina</i> P. BERTRAND.	Qq. pinnules.	"
<i>Sphenopteris</i> sp.	6	"
<i>Cordaïtes</i> cf. <i>lingulatus</i> G. EURY.	"	6
<i>Calamites cisti</i> BRONGN.	"	3
<i>Calamites</i> cf. <i>cisti</i> BRONGN.	4	"
<i>Calamites</i> sp.	+	+
<i>Annularia sphenophylloides</i> ZENKER.	8	2
<i>Annularia stellata</i> SCHLOT.	1	9
<i>Asterophyllites equisetiformis</i> SCHLOT.	1	"
<i>Sphenophyllum oblongifolium</i> GERMAR.	Qq. verticilles.	9
<i>Aulacopteris</i> sp.	1	1
<i>Cardiocarpus</i> sp.	Nombreux.	Nombreux.

CHAPITRE XII

LE PERMIEN

(Pl. 3 et 4)

SOMMAIRE

	Pages
HISTORIQUE. — RÉPARTITION.....	159
	* *
DIVISIONS STRATIGRAPHIQUES.....	160
	* *
ÉTUDES RÉGIONALES :	
I. Bassin de la Béonia et Moyenne-Gordolasque (région des Meraviglie et de l'Inferno) :	
A. Au nord : Région Meraviglie-Bego.....	162
B. Au sud : Région de l'Inferno et crête cime du Diable-Scandail.....	168
C. Versant gauche de la vallée de la Gordolasque.....	169
II. Vallée de la Gordolasque, versant droit, et vallon de Spaillard :	
A. Col de Montjoya. — Cime de la Valette.....	171
B. Vallée de la Gordolasque en aval d'Engibold.....	171
C. Vallon de Spaillard.....	171
III. Région de Saint-Martin-Vésubie.....	172
IV. Région de Valdeblorre - Saint-Sauveur.....	172
V. Région de Saint-Étienne-de-Tinée.....	175
VI. Dôme de Barrot.....	175
	* *
ÉTUDE LITHOLOGIQUE ET CONDITIONS DE SÉDIMENTATION :	
I. Série de base ou de l'Inferno.....	176
II. Série des Meraviglie.....	180
III. Série du Bego.....	181
IV. Série de Capeiroto.....	182
	* *
RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS.....	184

HISTORIQUE

a. — RÉGION ORIENTALE, À L'EST DE LA GORDOLASQUE

Cette région fut surtout étudiée par les auteurs italiens.

En 1894, FRANCHI [128] a indiqué la répartition des terrains permien aux alentours du massif cristallin mais sans en préciser la stratigraphie. Toutefois, il en a souligné le caractère transgressif. De plus, il mentionne des roches éruptives permien, notamment au versant de la Rocca de l'Abisso, vers le vallon de Limonetto, c'est-à-dire en Italie.

En 1909-1910 ont paru trois notes de Roccati [285, 287, 289]. Pour cet auteur la roche éruptive du Permien de la Rocca dell'Abisso n'est qu'un sédiment détritique. Dans les deux derniers ouvrages il a donné une étude pétrographique des schistes verts qu'il nomme « Pietra della Roya » et qu'il considère comme des « argiloscisti metamorfici ».

En 1910, F. SACCO [307] dans son mémoire sur le massif de l'Argentera a bloqué sous le nom de Permo-Trias, le Permien et le Trias inférieur. et leur attribue une épaisseur de 400 à 800 mètres. Il a insisté sur le caractère détritique de ces formations, dont les conglomérats de base sont appelés

« Anagenite » par comparaison avec les conglomérats métamorphisés du Mont Besimauda. En conséquence, cet auteur a considéré que l'ensemble du Permien était métamorphique.

En 1916, enfin, Roccati [299 *ter*] a publié une dernière note sur la pétrographie des roches permienes du bassin de la Béonia et du massif du Bego. Ces études limitées à une nomenclature partielle des faciès ne s'accompagnent d'aucune indication sur les conditions de dépôt. Seul SACCO en a fait mention et considère les formations anagénétiques comme des sédiments marins, littoraux ou deltaïques.

b. RÉGION OCCIDENTALE, A L'OUEST DE LA GORDOLASQUE

Elle fut étudiée par L. BERTRAND [36]. Au cours d'un bref aperçu stratigraphique, il a reconnu à la base les faciès détritiques, et au sommet, le faciès des schistes rouges.

Outre l'enveloppe du Cristallin de l'Argentera-Mercantour, le Permien affleure largement dans le dôme du Barrot où il a fait l'objet d'une étude récente de P. BORDET [54]. Nous intégrerons les observations de cet auteur dans la partie de cet ouvrage concernant ces régions occidentales.

RÉPARTITION

Le Permien affleure d'une manière irrégulière en bordure sud-est, sud et sud-ouest du massif cristallin de l'Argentera-Mercantour (fig. 12).

Il s'étend, en zone française, depuis la Rocca dell'Abisso, à l'est, jusqu'à Saint-Sauveur-sur-Tinée, à l'ouest.

A l'est, dans la région de Tende et Fontan, le Permien est largement entaillé par la Roya, mais il se trouve en dehors des limites de notre étude qui, sur le versant de la Roya, ne dépasse pas la bordure immédiate du massif cristallin, c'est-à-dire la vallée de la Béonia avec ses affluents : Valmasque-Casterino d'une part et La Miniera d'autre part.

Au nord-ouest, dans la région de Saint-Étienne-de-Tinée, certains affleurements ambigus subordonnés au Trias peuvent être rattachés au Permien.

Dans le présent mémoire nous distinguerons d'est en ouest cinq régions :

- I. Bassin de la Béonia et moyenne Gordolasque, comprenant la région de l'Inferno et des Mera-viglie dont nous ferons une étude détaillée.
- II. Région de la Gordolasque inférieure et du vallon de Spaillard.
- III. Région de Saint-Martin-Vésubie.
- IV. Région de Valdeblore-Saint-Sauveur.
- V. Région de Saint-Étienne-de-Tinée.
- VI. Dôme de Barrot.

Durant et immédiatement après les sédimentations, des mouvements se sont produits et je serai amenée à mêler dans cet exposé des détails tectoniques aux analyses stratigraphiques. Leur connaissance est en effet nécessaire pour l'évaluation des variations de puissance des divers horizons du Permien.

*
* *

DIVISIONS STRATIGRAPHIQUES

La stratigraphie du Permien est difficile à établir. En fait, vu l'absence totale de fossiles dans la région, une vraie chronologie est impossible. Nous savons seulement :

- 1^o Que le Permien repose en discordance sur le Stéphanien moyen;
- 2^o Que le Trias recouvre en discordance les grès permien.

Encadré ainsi par deux phases orogéniques que l'on peut paralléliser avec les phases saalique et palatine de H. STILLE, le Permien de ces régions est limité sans doute au Saxonien.

Nous débuterons par la *région orientale*, c'est-à-dire la haute vallée de la Béonia où les conditions d'observation sont plus favorables et permettent de mettre en lumière une succession d'épisodes.

Dans le secteur nord : *Grand Capelet-Bego*, on observe, de la base au sommet, trois séries d'épaisseurs variables :

1. — *Série détritique rouge et blanche, dite de l'Inferno*, très grossière, conglomératique, avec coulée dacitique..... 0 à 700 mètres
2. — *Série schisteuse verte à sa base, rouge au sommet, dite des Meraviglie*.
On la voit s'effiler et disparaître vers l'est dans le Bego..... 0 à 500 —
3. — *Série gréseuse, dite du Bego*, comportant surtout des arkoses grossières avec rares lits de galets à la base..... 400 à 650 —

Au sud de ce secteur, dans la *région de la cime du Diable*, nous trouverons la succession suivante :

1. — *Série rouge et blanche* détritique analogue au 1^o de la coupe ci-dessus..... au moins 600 m
2. — Le niveau détritique portant ce numéro dans la coupe précédente n'est pas représenté.
3. — *Série gréseuse* où dominent des *arkoses blanches*..... 600 à 1 000 mètres
4. — Au revers du Capelet supérieur dans la Serre de Capeiroto, *schistes et pélites rouges*, que nous appellerons *Série de Capeiroto*..... 1 200 à 2 000 m

Étant donné la variation de faciès, visible dans le Bego on peut en déduire :

- a. L'équivalence des séries de base (1 ci-dessus).
- b. L'équivalence des séries gréseuses (3 ci-dessus), équivalence qui s'observe sur le terrain dans le vallon de la Miniera comme nous le verrons plus loin.

Nous distinguerons donc dans cette région quatre termes dans le Permien, de la base au sommet :

- a. *La série de l'Inferno*..... 0 à 700 mètres
- b. *La série des Meraviglie*..... 0 à 500 —
- c. *La série du Bego*..... 400 à 1 000 —
- d. *La série de Capeiroto*..... 0 à 2 000 —
- Au total le Permien peut atteindre..... 3 000 à 4 000 —

Vers l'ouest, dans la vallée inférieure de la Gordolasque et la région du vallon de Spaillard, on observe seulement, à hauteur d'Engibold, des arkoses et des grès pouvant comporter d'énormes conglomérats de gneiss, notamment à la cascade du Pont du Roi. Ce serait l'équivalent de la série du Bego; le conglomérat pourrait cependant être attribué à celle de l'Inferno.

Dans la région du torrent de Spaillard quelques mètres de schistes rouge sombre à la base seraient un rappel des séries des Meraviglie.

A hauteur de Saint-Martin-Vésubie, un peu de Permien demeure pincé dans les gneiss ou sous le Trias; ce sont tantôt des schistes rouges, tantôt des grès à galets de roches éruptives.

Dans la région de Valdeblore-Saint-Sauveur on retrouve deux séries : à la base, des grès et des arkoses comparables à ceux de la série du Bego; à la partie supérieure, les schistes et pélites rouges de Capeiroto.

En amont, de Saint-Sauveur à Notre-Dame-de-Laghé, apparaît sous les schistes rouges ou la série gréseuse subordonnée, un faciès particulier inconnu dans le reste de la région, caractérisé par des arkoses blanches à petits galets de granite ou d'andésite grise. Je l'appellerai: série de Notre-Dame-de-Laghé.

*
* *

ÉTUDES RÉGIONALES

I. — BASSIN DE LA BÉONIA ET MOYENNE GORDOLASQUE (RÉGION DES MERAVIGLIE ET DE L'INFERNO)

(pl. 3 et 4)

Le substratum du Permien est le Cristallophyllien du massif de l'Argentera-Mercantour qui forme le bas du versant gauche de la vallée de la Gordolasque et réapparaît localement dans la région des lacs supérieurs des Meraviglie. Le Permien qui lui fait suite est affecté de failles et de plis. La répartition de ces accidents différencie deux régions :

Au nord. La série qui règne dans la région mont Meraviglie-Bego-Grand Capelet, faiblement gauchie, est hachée par des failles qui s'ordonnent selon deux systèmes, l'un axé N.E.-S.W., l'autre N.-S. à N.N.W.-S.E.E. (pl. 3 et 4).

L'une des failles N.E.-S.W. est particulièrement importante. Elle passe au col sud du mont Meraviglie, au Passo de Conche (coté 2663), traverse le vallon des Meraviglie à hauteur du lac 2420, dont elle longe le bord sud, et coupe la crête nord-ouest du Bego un peu au nord-ouest de la cote 2821. Nous l'appellerons faille du Passo de Conche (fig. 24 et 25, F₁).

Sa lèvre nord est relevée; au vallon des Meraviglie le rejet est d'environ 300 mètres.

Au sud. Notamment dans la région de l'Inferno, le Permien est affecté de plis droits ou dissymétriques dont les axes anticlinaux sont reportés planche 3. On les suit du Pas de l'Arpetto au Capelet supérieur. Ils sont axés est-ouest.

Au-delà, on ne peut plus savoir s'il existe d'autres replis, l'ensemble s'enfonçant sous la série de couverture secondaire.

Nous étudierons la région du nord au sud, en trois ensembles :

- A. Région Meraviglie-Bego, montrant le contact Permien-gneiss;
- B. La région de l'Inferno et la crête du Diable-Scandail, où la base de la série ne nous est plus accessible;
- C. A l'ouest, la région de la Gordolasque.

A. — AU NORD : RÉGION DES MERAVIGLIE—BEGO

a. Coupe du Mont Meraviglie

(fig. 20).

A son pied sud-ouest, au col nord de la cote 2555, sur la crête entre la Gordolasque et la

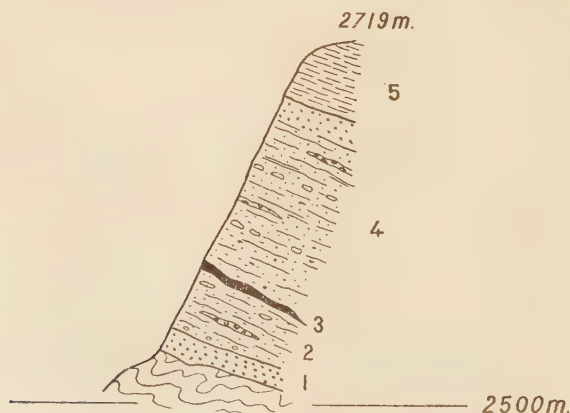


FIG. 20. — Coupe du Mont Meraviglie
Légende dans le texte

région des Meraviglie, la base du Permien repose en discordance sur les migmatites suivant une surface assez irrégulière. La succession y est, de bas en haut :

- | | |
|--|----------------|
| 1. — Conglomérat ou cailloutis de base à stratification entrecroisée, à ciment calcaire de teinte violet sombre..... | 12 à 15 mètres |
| 2. — Grès violacés, grès roses avec lits détritiques..... | 30 — |
| 3. — Coulées d'andésite-dacite, à surface très irrégulière..... | 2 à 3 — |
| 4. — Alternances irrégulières de lits graveleux de 0 m,30, de grès rose ou rouge (0 m,20) puis grès à cailloutis avec lentilles minces de conglomérat; grès fins rouges..... | 100 — |
| 5. — Schistes verts formant le sommet du Mont Meraviglie..... | 50 à 60 — |

Les horizons de 1 à 4 correspondent à la série inférieure ou de l'Inferno; le niveau 5 est attribuable aux schistes verts des Meraviglie.

b. Conpe de la Rocca Meraviglie

(fig. 21 et pl. 4, coupe VI).

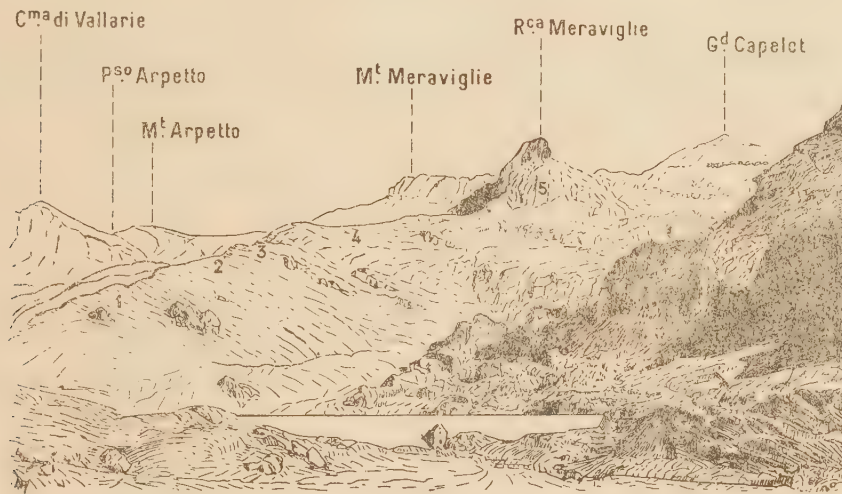


FIG. 21. — Région des Meraviglie vue de l'est.
Au premier plan, le barrage du lac Lungo Superiore
Légende dans le texte

A partir du lac 2096 ou lac Lungo Superiore, en montant vers la Rocca Meraviglie, la succession de bas en haut est la suivante :

- | | |
|---|------------------|
| 1. — Grès et arkoses en couches alternantes, rouge lie-de-vin et verdâtre, à pendage nord 60°. Il n'y a pas de niveau conglomératique, mais seulement des débris de gneiss ou de granite en nids dans la série. Celle-ci se termine par un banc clair..... | 500 mètres |
| 2. — Schistes verts, à pendage nord 70°, apparaissant vers 2 380 mètres. Leur schistosité est oblique à la stratification..... | 100 — |
| 3. — Grès lie-de-vin et grès blanc verdâtre, pendage nord 60°, apparaissant vers 2 400 mètres (peut-être avec un contact par faille avec les schistes verts 2°)..... | 60 à 80 — |
| 4. — Schistes verts à pendage variable affectés de légères ondulations, apparaissant vers 2 450 mètres. Ils esquissent l'amorce d'un synclinal, mais sont en contact par faille avec les grès précédents. Dans l'ensemble le pendage est nord 15 à 35°. La schistosité est subverticale, nord 85 à 90°. L'épaisseur est impossible à évaluer ici, mais elle est analogue à celle que l'on observe au flanc ouest du Bego, soit..... | 300 à 400 mètres |
| 5. — Schistes lie-de-vin foncé, finement lités avec intercalations gréseuses rouges, pendage faible 5 à 15° vers le nord, passant à 35° vers le lac 2 420. On les observe à partir de 2 520 mètres et jusqu'au sommet de la Rocca Meraviglie. Leur épaisseur est de.... | 180 — |

Comparée à celle du Mont Meraviglie (a), cette coupe montre les mêmes «schistes verts des Meraviglie ».

Ses divers horizons peuvent être parallélisés, comme suit, avec ceux de la série-type décrite page 153.

- 1 Série de l'Inferno.
- 2, 4, 5 Série des schistes verts et rouges = série des Meraviglie.
- 3 Serait soit une intercalation, une récurrence de faciès, soit un repli anticlinal de la série inférieure. Cette dernière interprétation semble moins admissible.

Bien que les deux coupes *a* et *b* soient voisines l'une de l'autre, on constate une variation importante de l'épaisseur de la série de l'Inferno. Le niveau repère en est, pour nous, la série des schistes verts des Meraviglie.

La faille du Passo de Conche (fig. 25) sépare le Mont Meraviglie, de la Rocca Meraviglie. Elle est à regard sud, mettant en contact la partie supérieure des schistes rouges du sud, avec la base des schistes verts du nord.

c. Massif du Mont Bego

α. Coupe du flanc sud-ouest de la cime sud du Mont Bego (fig. 22). A l'est du vallon des Meraviglie, sous la cime sud du Mont Bego, la coupe suivante peut être relevée à l'amont du lac

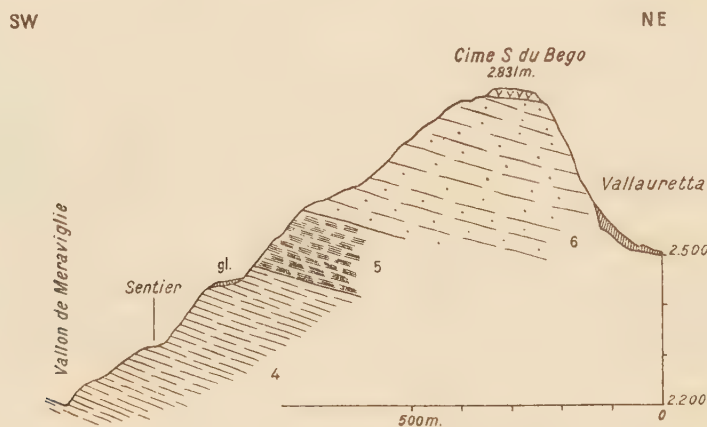


Fig. 22. — Coupe du flanc S.-W. de la Cime sud du Bego
Légende dans le texte

Lungo Superiore, en partant de l'altitude de 2 200 mètres dans le vallon des Meraviglie.

La base de la série n'est pas visible; le profil débute au n° 4 de la coupe précédente :

4. — Schistes verts. — Épaisseur visible.....	200 à 300 mètres
5. — Schistes et grès lie-de-vin de la Rocca Meraviglie.....	100 à 150 —
6. — Grès et arkoses claires grossières, à rares galets de roches éruptives à la base : c'est la série typique du Bego.....	280 à 300 —
7. — Grès werfénien à stratification entrecroisée, couronnant le sommet.....	3 à 4 —

En construisant des profils d'après les affleurements et les pendages, on peut estimer à 300-400 mètres dans cette région l'épaisseur de la série verte du vallon des Meraviglie. L'ensemble des schistes verts et rouges formant la série des Meraviglie atteindrait donc ici 450 mètres d'épaisseur.

Vers le sud, au versant gauche (versant Bego) du vallon des Meraviglie, les schistes verts se chargent en intercalations violettes et détritiques; ils subissent alors une réduction si brusque d'épaisseur qu'au flanc sud du Bego dominant le lac Lungo Superiore, ils ne sont plus représentés. De même les schistes lie-de-vin de la Rocca Meraviglie deviennent plus détritiques, se réduisent considérablement et disparaissent à leur tour.

3. La coupe du Bego au droit du déversoir du lac Lungo Superiore (2 096), c'est-à-dire 700 mètres au sud-est de la précédente, donne la succession suivante (fig. 23) de bas en haut :

- | | |
|---|-------------|
| 1. — Série détritique inférieure de l'Inferno affectée à la base d'un pendage de 75° au nord, avec grès fins ou arkoses rouges et blancs et rares lits conglomératiques..... | 600 mètres |
| 2. — Vers 2 300 mètres, série rouge des Meraviglie déjà amincie, pendant faiblement au N.N.E. (15 à 20°). Il s'y intercale des grès grossiers et, à la base, des lits conglomératiques. Les schistes verts, niveau 4 des coupes précédentes, n'existent plus..... | 70 à 80 — |
| 3. — Vers 2 390 mètres : grès grossiers grisâtres, à pendage faible vers le nord..... | 50 à 60 — |
| 4. — A 2 450 mètres débute une série avec alternance de bancs gréseux grossiers de 1 à 4 mètres et de bancs plus fins rouge lie-de-vin de 0,50 mètre..... | 100 à 150 — |
| 5. — A 2 600 mètres, on atteint le grès grossier dur, clair, formant ici la partie supérieure de la série permienne, faiblement inclinée vers le N.N.E..... | 150 à 200 — |
| 6. — Le Werfénien débute vers 2 825 mètres..... | 200 — |



FIG. 23. — Coupe du flanc sud du Mont Bego, au droit du déversoir du lac Lungo Superiore
Légende dans le texte

La série de l'Inferno (n° 1) n'est plus séparée que par 70 à 80 mètres des schistes et grès rouges de la série du Bego (niveaux 3, 4 et 5). Plus à l'est, les schistes rouges eux-mêmes n'existent plus et le faciès gréseux (2) se réduit à quelques mètres, puis disparaît. La série du Bego reposerait alors directement sur celle de l'Inferno.

La série des Meraviglie est donc un épisode local, dont l'absence n'est pas due à une variation de faciès; l'on peut penser qu'elle ne s'est pas déposée dans toute une partie de la région étudiée. Les niveaux grossiers intercalés dans les schistes verts ou rouges au flanc sud du Bego représentent sans doute les apports détritiques qui se déposaient en bordure du bassin de sédimentation de la série des Meraviglie.

Cette observation est très importante car elle nous permettra de comprendre pourquoi il n'y a pas de schistes verts au sud, dans la région cime du Diable-Scandail.

La série du Bego plonge vers l'est, par abaissement général de tout l'ensemble. Les bancs que coupe le vallon des Meraviglie vers 2 050 mètres, à l'est du lac Lungo Superiore, ne sont plus constitués que par la seule série du Bego; le Permien s'enneie sous le Trias des deux côtés de la vallée de La Miniera.

Mais dans la région de Tetto Novo surgissent les migmatites du substratum, formant comme un « haut fond ». Au nord de cet affleurement, vers 1 620 mètres, la série du Bego, qui s'abaisse dans le vallon de Valauretta, vient reposer directement sur le Cristallophyllien sans l'intermédiaire de celle de l'Inferno (pl. 3). Cependant cette dernière serait représentée au sud de Tetto Novo, au versant droit de la vallée, à la cote 1 779, où les terrains anciens sont séparés

des grès du Bego par quelques mètres d'un conglomérat à galets de roches éruptives à stratification entrecroisée.

Les descriptions qui précèdent montrent que les diverses formations permienes de la région du Bego sont caractérisées par de rapides variations de puissance.

d. Grand Capelet et col de la Valmasque. Haut vallon des Meraviglie

Vers le nord, la série de base du Permien est réduite.

Une faille W.S.W.-E.N.E., la « faille du Grand Capelet », passe un col entre le Grand Capelet et la cime 2 900; sa lèvre N., relevée, met le gneiss en contact avec la base de la série verte. Vers l'E., elle se divise en deux; l'une des branches s'oriente à l'E.N.E. et passe dans la vallée de la Valmasque, l'autre se dirige à l'E., vers la cime 2 749, dans l'arête N.W. du Bego (pl. 3).

Au Grand Capelet, le sentier, qui de la combe nord monte au sommet, aborde vers 2 700–2 750 mètres la série détritique de l'Inferno, dont la base n'est pas visible. Puis, à 2 805 mètres, on atteint la série verte des Meraviglie pendant faiblement à l'E.S.E., représentée par des schistes plus gréseux qu'à la Rocca Meraviglie. Vers le haut ils admettent d'importantes passées détritiques à éléments variés : roches éruptives (rhyolites?), gneiss, granite ou migmatites.

Viennent ensuite, des grès et schistes rouges du type Rocca Meraviglie formant le couronnement du Grand Capelet (fig. 21, dernier ressaut). La dalle inclinée qui, au sud du Grand Capelet, domine les petits lacs des Meraviglie est formée par la série verte plus ou moins gréseuse.

Au col de la Valmasque (2 558), le Permien forme une petite écaille est-ouest tronquée par des failles nord-sud. Il admet à sa base une coulée dacitique de 1,20 mètre d'épaisseur qui repose tantôt sur les migmatites, tantôt sur un banc de grès grossier de 1 mètre. Elle est recouverte par un grès grossier à ciment calcaire à stratification entrecroisée; viennent ensuite les grès, arkoses et conglomérats de la série de l'Inferno.

Les schistes des Meraviglie n'apparaissent pas ici, bien que le col soit à 2 558 mètres. En fait, c'est la base de la série inférieure qui dessinant un synclinal dissymétrique affleure immédiatement sous le col. Au col même, un jeu de plis et de failles fait apparaître le gneiss qui forme un coin triangulaire effilé (pl. 4, coupe VI). Tout cet ensemble allongé est-ouest est décalé vers le sud par deux failles transversales (pl. 3). Ces accidents, plis et coins est-ouest, ne se poursuivent ni à l'est ni à l'ouest; ils s'observent sur 200 mètres tout au plus.

Lacs supérieurs des Meraviglie (2 420 et 2 512).

Au pied sud du Grand Capelet, les lacs supérieurs des Meraviglie sont logés dans des dépressions glaciaires, situées sur le Cristallophyllien, et séparées par des mamelons coiffés de Permien (fig. 24 et 25).

La sédimentation débute par un conglomérat de 12-15 mètres formé d'éléments anguleux de gneiss ou de roches éruptives, à stratification entrecroisée et ciment calcaire. Au dessus, la stratification entrecroisée cesse, mais le Permien reste détritique et même conglomératique.

Dans les flancs du mont Meraviglie et du Grand Capelet cette série de base, épaisse de 50 à 150 mètres, est surmontée par les schistes verts. Ceux-ci, avec un pendage de 5 à 15° dans le mont Meraviglie, puis subhorizontaux à hauteur des lacs, se relèvent dans le Grand Capelet et y sont inclinés vers le S.S.E. de 15° environ, dessinant ainsi un synclinal à grand rayon de courbure. Cet ensemble est, en outre, recoupé par des failles dont la connaissance importe pour la construction des profils stratigraphiques.

1° *Le faille du Passo de Conche* (fig. 24 et 25, F₁), orientée N.E.-S.W. Elle relève le compartiment nord de telle manière que, dans la cascade du déversoir du lac 2 420, on peut observer le contact du gneiss au nord et des schistes verts de la Rocca Meraviglie au sud. Subhorizontaux vers le sud, ceux-ci montrent un pendage nord de 45° au passage de la faille;

2° Plus au nord une faille W.S.W.-E.N.E. ou *faille du lac 2 512* (fig. 24 et 25, F₂). Elle traverse la crête entre le mont Meraviglie et le Grand Capelet, longe le bord nord du lac 2512 et passe un peu au nord de la pointe nord du lac 2420; elle coupe le vallon des Meraviglie et affecte l'éperon nord du mont Bego. Elle remonte le compartiment nord. A peine sensible, au lac 2512, son rejet atteint 50 mètres dans le versant gauche du vallon des Meraviglie.

3^o Enfin, la faille presque N.-S. du col de la Valmasque atteint le lac 2420 à sa pointe nord; ici, elle relève un peu le compartiment ouest. Or, au col, ce même compartiment était abaissé. Par conséquent, la faille s'annule et change de sens dans le vallon des Meraviglie. On ne la retrouve pas au sud dans la Rocca Meraviglie.

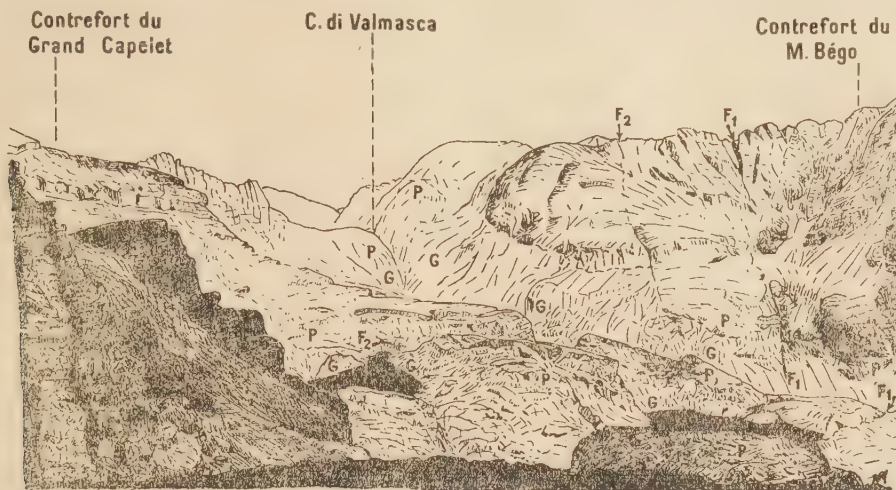


FIG. 24. — Lacs supérieurs des Meraviglie vus du Passo de Conche, au sud-ouest
A droite, lac 2420. — A gauche, lac 2512
P : Permien; G : Cristallophyllien; F₁ et F₂ : failles

Versant gauche du Vallon des Meraviglie.

Du Col de la Valmasque jusqu'à la faille du Passo de Conche, 200 mètres en amont du lac 2 285, le bas du versant gauche du vallon des Meraviglie est constitué par le Cristallophyllien. Le

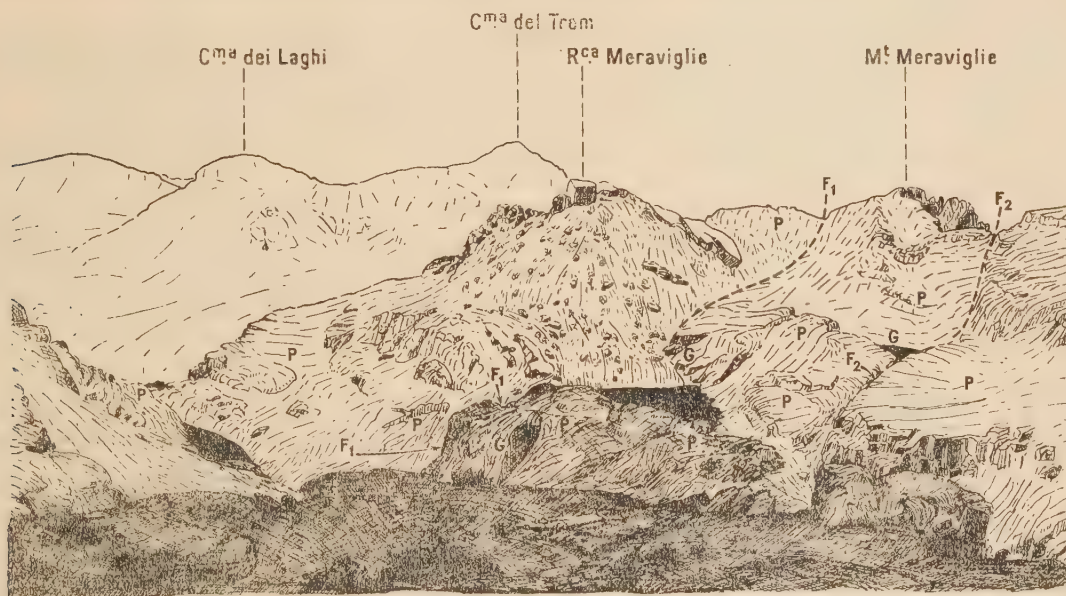


FIG. 25. — Lacs des Meraviglie vus de la Cime 2721 au N.W. du Bego
A droite de la Rocca Meraviglie, Lac 2420. Un peu plus loin, au pied du Mont Meraviglie, Lac 2512
P : Permien; G : Cristallophyllien; F₁ et F₂ : failles

Permien repose sur lui en discordance suivant une surface irrégulière. La série de base de l'Inferno débute par des cailloutis à stratification entrecroisée liés par un ciment calcaire. Elle admet localement à sa base une brèche formée aux dépens des migmatites sous-jacentes et d'une dacite verdâtre.

Au sud de la faille du Passo de Conche, ce sont les schistes verts de la série des Meraviglie qui règnent jusqu'au bas du versant.

En outre, la faille W.S.W.-E.N.E. du lac 2 512 et celle E.-W. du nord du grand Capelet remontent successivement les compartiments nord, chacune d'une cinquantaine de mètres.

B. — AU SUD : RÉGION DE L'INFERNO ET CRÊTE CIME DU DIABLE—SCANDAIL (jusqu'au Trias)

La série de l'Inferno formant la base de la coupe de la Rocca Meraviglie (p. 171) s'étend largement au sud, dans toute la région, jusqu'au Capelet supérieur et au Scandail.

Elle est fortement replissée, aussi est-il difficile d'y relever une coupe. Comme dans beaucoup de cas, sa base n'est pas observable. Mais, par suite d'un dispositif anticlinal dont l'axe passe (pl. 3 et 4, coupes VI et VII) au nord de la Cima dei Laghi et au bord sud du lac Lungo Superiore, c'est dans cette région, entre la cime et le lac, que se voient les niveaux les plus inférieurs de la série de l'Inferno.

Ce sont, près du refuge du C.A.F., en bordure du lac, des bancs alternants blancs et rouges de 0,20 à 1 mètre.

Les lits leucocrates sont constitués par des grès et des arkoses avec intercalations lenticulaires de poudingue à galets de roches éruptives et de gneiss.

Les niveaux colorés sont des schistes rouges, des grès fins comportant parfois des galets disséminés.

Vers le Passo del Arpetto, les grès et les arkoses blancs, dépourvus de galets, dominent et forment des bancs de 1 à 2 mètres avec petits lits de grès fin rouge de 0,20 mètre. Ils représentent, sans doute, la partie supérieure de la série de l'Inferno.

Tout cet ensemble, pendant au nord vers la Rocca Meraviglie, est incliné vers le sud dans la Cima dei Laghi et dessine un anticlinal axé en gros E.-W. (pl. 4, coupes V, VI, et VII).

Vers l'ouest, au col del Arpetto, le flanc nord de l'anticlinal est coupé par une faille. Celle-ci met en contact les arkoses blanches (localement déversées, inclinées de 70° vers le sud), et les schistes verts du mont Arpetto, qui, faiblement gauchis au nord, sont plissés en anticlinal et viennent buter contre les grès blancs.

Au sud, dans la crête Cima de Villarie-Cima del Trem, ces grès blancs forment la charnière de l'anticlinal dont le flanc sud, vertical, constitue l'épaulement réunissant la Cima del Trem à la Cima dei Laghi. Tout l'ensemble subit un abaissement axial vers l'est.

Dans la combe de l'Inferno et formant la cime du Diable, la série inférieure bicolore règne seule, presque verticale, affectée de replis aigus qui sont seulement indiqués par des pendages nord 80° ou sud 80°. On peut cependant y distinguer un anticlinal et un synclinal dont les coupes V et VI, planche 4 montrent le style. Les roches moutonnées, qui forment le fond de cette combe, soulignent admirablement l'allongement des couches; elles ont un aspect rayé, dû à l'alternance des niveaux rouges et blancs.

L'étude lithologique détaillée de ces niveaux sera faite plus loin.

Vers le sud, vers la Macruera et le Scandail, la série détritique bicolore de l'Inferno passe vers le haut à des grès grossiers et à des arkoses claires sans lits de grès rouge, sans niveaux conglomératiques, et contenant seulement quelques débris de gneiss ou de granite. Ces grès monotones doivent correspondre à la série supérieure du Bego. Ils sont affectés d'un pendage sud de 45 à 60° et supportent à leur tour, au revers sud de la crête, des schistes et grès rouges lie-de-vin de la série supérieure, ou de Capeirotto, qui pendent uniformément vers le sud. Cette série schisteuse tout à fait supérieure, extrêmement épaisse et qui n'est pas représentée au Bego, disparaît vers le sud sous le secondaire de la couverture sédimentaire. Ce que l'on en voit permet d'en évaluer la puissance à 1 200-2 000 mètres.

Tout cet ensemble de l'Inferno est affecté, comme celui du Mont Bego, d'un abaissement général vers l'est. A hauteur du Becco Rosso, la série inférieure n'affleure plus; cachée par les grès blancs et roses supérieurs qui règnent seuls, rejoignant ceux du Bego pour former les barres rocheuses coupant le vallon, vers 2 050 mètres d'altitude, à l'aval du lac Saorgino. Ce fait est important car

il permet l'assimilation des grès du Scandail à ceux de la série du Bego. Leur partie inférieure, comportant encore des alternances bicolores, forme les rochers de la Rocca Arma di Becco, vers l'est.

Le complexe permien ne comporte donc plus ici ni les schistes verts ni les schistes rouges de la Rocca Meraviglie. Et, puisque nous avons déjà écarté l'hypothèse d'une variation de faciès pour la série des Meraviglie, nous admettrons que les schistes qui lui correspondent ne se sont pas déposés ici.

C. — VERSANT GAUCHE DE LA VALLÉE DE LA GORDOLASQUE

Le Permien formant les hauts du versant dominant la Gordolasque continue vers l'ouest celui de la région des Meraviglie et de l'Inferno. Nous y retrouvons les mêmes faciès et les mêmes accidents et n'en ferons qu'une description sommaire, du nord vers le sud.

a. Le revers ouest de la crête Grand Capelet—Mont Meraviglie

Au-dessus du Cristallophyllien, le Permien forme les escarpements dominant la région de Conche et constitue une partie de l'éperon ouest du Mont Meraviglie, où il est tronqué par une faille orientée N.-S. Au pied S.W. du Mont Meraviglie les migmatites affleurent au col sans nom, situé au nord de la cote 2 555. La faille du Passo de Conche, à regard sud, met en contact, au col, le gneiss de sa lèvre nord avec la partie supérieure de la série de l'Inferno de la lèvre sud. Les schistes verts des Meraviglie apparaissent immédiatement au sud du col et forment le Mont Arpetto. Ils se prolongent dans l'éperon ouest du Mont Arpetto et y dessinent un anticlinal axé E.-W. Ils admettent à leur base la série de l'Inferno qui s'étend dans le Vallon de l'Arpetto jusque vers 2 220 mètres, où elle est tranchée par une faille S.W.-N.E., continuation probable de celle du Passo de Conche.

b. Éperon ouest de la Cime di Villarie portant la cote 2 356 (entre le Vallon d'Empuonrama et celui de Mairis)

La faille du Passo de Conche coupe obliquement cet éperon à un petit col 400 mètres au sud-est de la cote 2 356. A l'ouest de la faille, au sud du point coté 2 356 dans le versant dominant la Vacherie de Mairis, le substratum cristallophyllien affleure depuis le fond du ravin jusqu'à 2 180 mètres.

De ce contact vers la cote 2 356, la coupe est la suivante (fig. 26) :

1. — Calcaire phylliteux formant la base normale du Permien.....	3 mètres
2. — a. Grès rouge schisteux avec cailloutis de quartz et de rhyolite à stratification entrecroisée.	4 —
b. Grès violacé grossier à galets de pélites rouges et de rhyolites rouges et blanches ..	10 à 15 —
3. — Gneiss ramené par une faille inclinée N.N.E.	10 à 15 —
4. — Grès rouge schisteux avec cailloutis à stratification entrecroisée analogues au niveau 2.	5 à 6 —
5. — Grès rose avec lits de conglomérats et petits cailloux	40 —
6. — Grès blanc avec lits de galets	40 —
7. — Schistes verts avec nodules calcaires de la série des Meraviglie.....	20 à 25 —
8. — Gneiss (migmatite) de la croupe 2356 reposant par contact anormal sur le niveau précédent	20 à 25 —

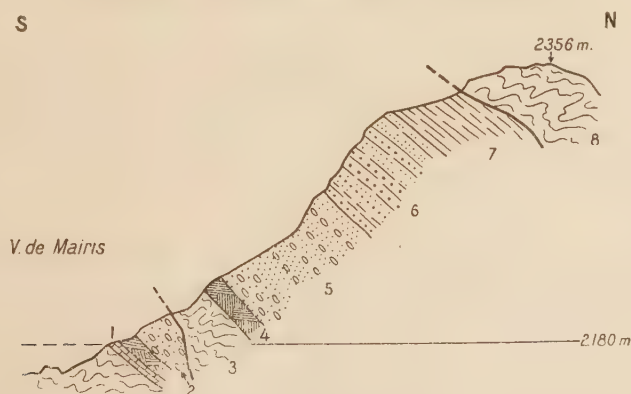


FIG. 26. — Coupe de l'éperon W. de la cime di Villarie, du Vallon de Mairis au point coté 2356
Légende dans le texte

Les niveaux 1 et 2, attribuables à la série de l'Inferno, constituent une petite écaille allongée d'ouest en est sur 200 à 250 mètres. Le gneiss est ramené sur le Permien par une faille inclinée vers le nord de 70°. Le niveau 4, reposant normalement sur le gneiss de l'écaille constitue la base de la série de l'Inferno, qui admet en outre les horizons 5 et 6.

Le gneiss du sommet forme la croupe jusqu'à la faille du Passo de Conche. Vers l'ouest, dans l'éperon dominant la Gordolasque, la surface de contact anormal faiblement inclinée sous la cote 2 356 (30°) se redresse et devient presque verticale. Il semble que l'on ait seulement là une surface de faille gauchie simulant localement une allure de chevauchement.

A l'est de la faille du Passo de Conche, vers la cime di Villarie, on ne retrouve plus les accidents précédents. La croupe est formée d'abord par la série verte des Meraviglie, sur une centaine de mètres, puis par la série inférieure de l'Inferno qui s'étend jusqu'au point coté 2 361. Elle comporte une alternance de niveaux congломératiques clairs et de niveaux schisteux rouges avec nodules calcaréo-dolomitiques plus ou moins diffus. Ces nodules n'ont au microscope aucune structure particulière.

Vers l'est, cet ensemble est recouvert par les grès blancs de Villarie assimilables à la partie supérieure de l'Inferno.

c. Vallon de Mairis

Les roches polies, dites Roches di Villarie, du haut Vallon de Mairis, sont constituées par la série grossière de l'Inferno affectée d'un pendage nord de 50 à 70°.

Vers l'aval, à hauteur de la cascade qui domine vers l'est la Vacherie de Mairis, le Permien se complète par les schistes verts des Meraviglie inclinés à 45° vers le nord. Dans la cascade même, ils sont tranchés par une faille axée N.E.—S.W., prolongation probable de celle du Passo de Conche, de telle manière que les roches de la cascade sont constituées, au nord-ouest par le gneiss (qui est entaillé par le torrent), et au sud par le Permien.

d. Éperon au sud du Vallon de Mairis et Vallon de Gureas

Toute la région ressortit à la série de l'Inferno, les schistes des Meraviglie ne dépassant pas, vers le sud, le Vallon de Mairis.

La série de l'Inferno elle-même est réduite et affectée de plis droits (coupes pl. 4) qui prolongent ceux que l'on observe plus à l'est.

e. Capelet supérieur — Capelet inférieur

Les grès du Bego surmontant directement la série de l'Inferno apparaissent dès le versant sud du Vallon de Gureas et au col sud de la Cime du Diable; ils forment la croupe Capelet supérieur-Capelet inférieur. A son revers sud, les grès sont recouverts par les schistes rouges supérieurs de Capeirotto. Ils forment la Serre de Capeirotto elle-même et s'étendent jusqu'à la crête de Terre Rouge et aux Adrets.

Au revers nord du Capelet inférieur, dans le ravin de Festoletta qui atteint la Gordolasque à hauteur de la Vacherie d'Engibold, le Houiller du prolongement oriental du synclinal de Montjoya est recouvert en discordance par les grès grossiers de l'Inferno. Il forme le cœur d'un anticlinal dessiné par le Permien (pl. 4, coupe II). La série de l'Inferno est très réduite, et n'est représentée que par quelques passées de grès rouge. Cependant, au Pont du Roi, règnent des congломérats grossiers, à dominante de gneiss, qui pourraient lui être rapportés.

II. — VALLÉE DE LA GORDOLASQUE VERSANT DROIT ET VALLON DE SPAILLARD

A. — COL DE MONTJOYA — CIME DE LA VALETTE

Le versant ouest de la moyenne vallée de la Gordolasque est pratiquement dépourvu de Permien. Seul est conservé un petit affleurement, pincé en synclinal, entre la cime de Montjoya et celle de la Valette, au nord de col de Montjoya, où affleure le Stéphanien.

Le Permien forme jusque vers 2 430 la crête montant du col à la cime de la Valette. Immédiatement au nord du col, il est affecté d'un pendage nord de 35° et repose en discordance sur le Houiller. Il débute par des schistes verts qui passent vers le haut à des schistes rouges, violacés (série des Meraviglie), surmontés par des grès ou des arkoses de la série du Bego. A 2 430 mètres la même série pend au sud de 80°.

Le sommet de la crête et la cime de la Valette sont constitués par des migmatites, alors que le versant ouest de cette crête est formé par les grès du Bego. Le bas de la pente est drapé par des éboulis masquant le contact avec la série sous-jacente. En revanche, le Houiller, redressé à la verticale, apparaît au nord du ravin de Pelias.

Le contact Permien-Houiller et Permien-gneiss se fait selon le ravin, mais les rapports des différents termes entre eux sont dissimulés par les éboulements et les glissements de terrain.

Le synclinal houiller est axé nord 60° ouest. Le Permien discordant est à son tour plissé en un synclinal dissymétrique axé nord 80° ouest à est-ouest.

La série de base de l'Inferno n'existe plus ici. Les schistes des Meraviglie ne mesurent plus que 50 mètres environ, au col. Ils se réduisent à quelques mètres sous la cime de la Valette.

B. — VALLÉE DE LA GORDOLASQUE EN AVAL D'ENGIBOLD

a. Versant gauche

On a vu que la Serre de Capeiroto et la croupe des Terres Rouges sont formées par les schistes rouges supérieurs jusqu'aux Adrets, tandis que le bas du versant est encore constitué par la série du Bego jusqu'à hauteur des Terres Rouges.

Dans le vallon des Graus, les schistes rouges disparaissent sous le Secondaire.

Entre ces deux points, les schistes forment une série monotone où les pendages sont peu visibles, admettant quelque passées gréseuses.

b. Versant droit

Dès le vallon de la Valette et vers l'aval, le bas du versant sud de la cime de Montjoya est constitué par les grès et arkoses du Bego admettant des passées conglomératiques et des niveaux rouges ou violacés détritiques. Ceux-ci deviennent plus importants vers l'ouest et envahissent partiellement la série. A la base s'intercalent localement de minces bancs de schistes rouges ou verts, peut-être attribuables à la série des Meraviglie.

Un peu en amont de Belvédère, les schistes rouges de Capeiroto forment un petit affleurement triangulaire au nord des ruines de Saint-Jean, où ils sont directement recouverts par le Trias de Belvédère.

C. — VALLON DE SPAILLARD

Le Permien du versant droit de la Gordolasque s'étend au-delà de la crête de Bermonnet, versant gauche du vallon de Spailard. Il repose, soit sur la tranche du synclinal houiller de Las Crottas, soit vers l'ouest sur les migmatites. Ses couches dessinent des plis axés est-ouest.

Le Permien comporte à sa base des schistes rouges et des niveaux conglomératiques qui passent vers le haut à des grès-arkoses souvent rubéfiés. Tout cet ensemble doit être rapporté à la Série du Bego.

III. — RÉGION DE SAINT-MARTIN-VÉSUBIE

En aval de Saint-Martin-Vésubie, au versant gauche de la vallée, le Permien est réduit à quelques affleurements. Il se présente soit sous le faciès gréseux, renfermant parfois des galets de roches volcaniques, soit sous celui de schistes rouges. Aucune coordination n'est possible entre ces formations.

En amont de Saint-Martin, au versant droit du Boréon (revers est du Baus de la Frema) (fig. 27 et 28), le Permien correspond à des grès grossiers et à des arkoses avec galets épars de cristallin.

C'est un faciès analogue, sinon équivalent, à celui du Bego.

Ses assises forment des plis droits axés est-ouest. Contrairement à ce qui a été dessiné par

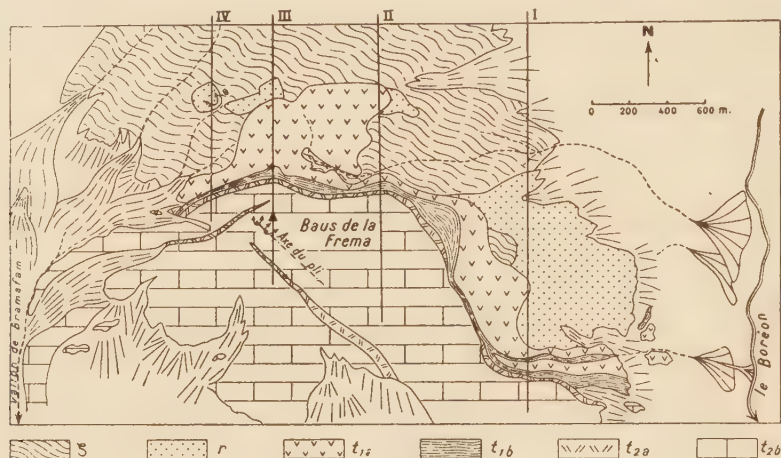


FIG. 27. — Schéma géologique de la région du Baus de la Frema

ζ : gneiss de Rabuons; r : Permien; t_{1a} : Werfénien inférieur; t_{1b} : Werfénien supérieur; t_{2a} : cargneules inférieures; t_{2b} : Calcaires du Trias moyen

I, II, III, IV : traces des profils géologiques, fig. 28

M. LEMOINE [219 *ter*], le Werfénien, presque sub-horizontale, repose en discordance sur la tranche des couches très redressées d'un synclinal de grès permien; fig. 28, une série de coupes nord-sud montre les rapports du Permien et du Trias dont la répartition est indiquée figure 27.

Au versant du vallon de Bramafam, le Trias incliné d'abord de 10 à 20°, puis 40°, vers le sud, recouvre le Permien affecté d'un pendage de 70° sud.

Un peu plus à l'ouest subsiste encore un fond de synclinal de Permien reposant sur le gneiss. Il est séparé de l'affleurement précédent par un ravineau, entaillant le Cristallophillien.

IV. — RÉGION DE VALDEBLORE—SAINT-SAUVEUR

A l'ouest du Baus de la Frema, le Trias arrive directement au contact du gneiss, ainsi que l'a signalé M. LEMOINE [219 *ter*]. Le Permien ne s'est donc pas déposé ici ou bien a été enlevé par l'érosion anté-triasique. En revanche, il affleure dès le vallon de Gasc sous son faciès gréseux. Plus à l'ouest encore, dès l'amont de Saint-Sauveur et jusqu'à l'embranchement de la route de Valdeblore, la Tinée entaille profondément les schistes rouges du Permien qui s'étendent largement aux deux versants de la vallée.

Malheureusement, toute cette bordure du massif ancien est affectée de plis alpins qui masquent les rapports originels des différentes séries entre elles. Il n'est pas possible de distinguer entre ce qui est attribuable, d'une part à l'orogénie alpine, et, d'autre part, aux plissements hercyniens.

Nous poursuivrons notre étude d'est en ouest.

Au Mont Giranda, à la Testa Rol et jusqu'à la crête de Pramaret, le Permien, reposant sur les gneiss, est constitué de grès et arkoses roses ou verdâtres claires assez monotones, sans litage apparent, souvent difficiles à séparer du Trias. Cet ensemble est assimilables à la série du Bego. Sur les pentes dominant au sud le vallon de Mollières, puis le vallon de Velai à la crête de Pramaret, le contact gneiss-Permien est faiblement ondulé et pend de 10 à 30° vers le sud.

Les grès du Bego se poursuivent sur la crête de Pramaret jusque non loin de la pointe de Mauval, dessinant des plis droits ou dissymétriques, pinçant parfois du Werfénien; ces plis sont donc d'âge alpin.

Vers le sud, au revers sud de la crête de Testa-Rol Cluot de Malamet, la série du Bego com-

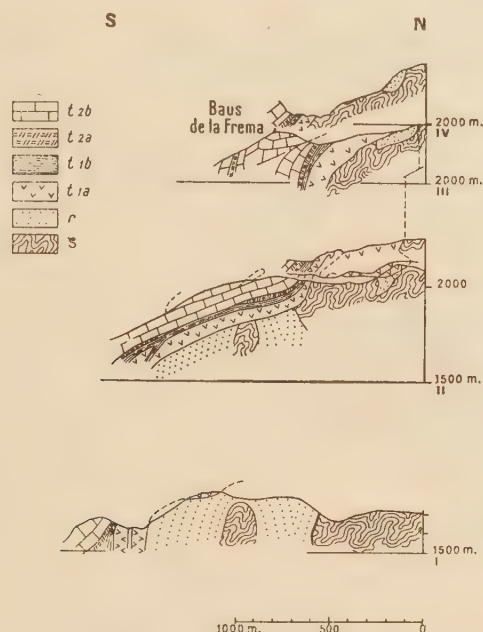


FIG. 28. — Profils géologiques dans la région du Baus de la Frema
Même légende que figure 27

porte vers le haut une alternance de grès grossiers plus ou moins feldspathiques ou des arkoses roses devenant rouge-violacées (dues à la présence d'hématite) et de grès fins, micacés, à ciment phylliteux abondant, parfois riche en hématite.

Au vallon de Cabane Vieille le Permien a, pratiquement, perdu ses niveaux blancs. Plus au sud, aux granges de Lenton, le faciès rouge, de plus en plus fin, passe aux schistes supérieurs qui appartiennent à la série de Capeiroto. Un changement analogue s'observe dans la crête vers Rimplas, au sud du Collet de la Sagne.

Vers le Rouagne, on ne connaît plus que des schistes rouges, monotones, sans stratification visible, qui disparaissent au sud sous le Trias.

De nombreux plis d'âge alpin, axés N.W.-S.E., affectent toute cette région. Le Trias, conservé dans les synclinaux, repose tantôt sur les grès permien, tantôt sur les schistes, ce qui s'explique parfaitement par une discordance anté-werfénienne.

Toutefois, dans le haut versant gauche de la Tinée, à l'est du village abandonné de Fraschet, il semble que certaines dislocations du Permien soient axées est-ouest; elles ressortiraient ainsi à l'orogénie anté-triasique, puisque les accidents alpins sont orientés N.W.-S.E.

Vers le sud, aux alentours de Saint-Sauveur et spécialement dans la crête de Chastel, les grès typiques du Bego, qui reposent sur les gneiss, sont précédés par des schistes et des arkoses blanches que j'appellerai le complexe de Notre-Dame-de-Laghé.

De Saint-Sauveur à la pointe de Campagnier, selon la crête de Chastel on relève la coupe suivante (fig. 29) :

1. — Schistes rouges.
2. — Arkoses blanches grossières passant à leur partie supérieure à des grès feldspathiques fins gris verdâtres.
3. — Schistes rouges pincés en synclinal.
4. — Grès arkosiques blancs passant à des grès fins verdâtres.
5. — Schistes rouges.
6. — Grès blanc-verdâtre.
7. — Grès lie-de-vin grossiers.
8. — Schistes rouges.
9. — Grès arkosiques lie-de-vin grossiers.
10. — Grès blancs.
11. — Schistes rouges avec quelques grès grossiers rouge lie-de-vin.
12. — Arkoses.
13. — Série gréseuse rose ou rouge.

Dans cette coupe, les grès blancs de Notre-Dame-de-Laghé apparaissent en anticlinaux

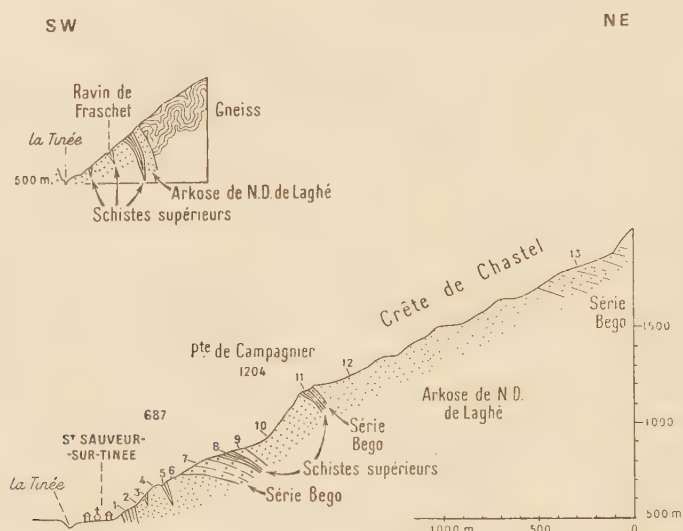


FIG. 29. — Coupe relevée à l'est de Saint-Sauveur selon la Crête de Chatel et au nord de Notre-Dame de Laghé
Légende dans le texte

(niveaux 2, 4, 6, 10 et 12) séparés par des synclinaux conservant soit des schistes, soit des grès bicolores, soit les deux à la fois, les schistes se trouvant alors séparés des arkoses blanches par les grès bicolores.

En amont de Saint-Sauveur, les arkoses blanches forment le rocher de Notre-Dame-de-Laghé. Elles sont surmontées de schistes rouges pincés en synclinal.

Les rapports de ces séries, toujours engagées dans des replis droits ou déversés, ne sont pas nets. Les contacts sont toujours écrasés.

A l'ouest de la Tinée, le complexe de Notre-Dame-de-Laghé se poursuit encore au bas du versant, en amont du pont de la route de Roubion. Vers le haut, elle n'atteint pas la route de la Vacherie de Roure.

Les grès du Bego, très réduits, s'étendent vers le nord-ouest jusqu'au mont Gravières tandis que les schistes rouges de Capeiroto qui forment la croupe de Fraccia de Roure sont limités au versant sud du vallon de Longon. Aucune stratification n'est observable dans ces schistes et il est impossible d'en estimer l'épaisseur.

En résumé, dans la région de Saint-Sauveur, la succession est la suivante de bas en haut :

- 1^o Complexe de Notre-Dame-de-Laghé;
- 2^o Série gréseuse du Bego;
- 3^o Schistes rouges de Capeirotto.

La série du Bego, ou ce qui en tient lieu, s'amincit ici vers l'ouest et vers le nord entre le complexe de Notre-Dame-de-Laghé, à son mur, et les schistes rouges, à son toit.

Les grès et arkoses blancs de Notre-Dame-de-Laghé n'ont pas d'équivalent dans la région des Meraviglie. Il s'agirait donc d'un faciès local.

V. — RÉGION DE SAINT-ÉTIENNE-DE-TINÉE

Entre les gneiss et le Trias discordant du bas vallon d'Auron se développe un ensemble schisto-gréseux que j'avais, en 1946 [112], rapporté au Stéphanien, du fait de sa situation. En effet, à cette époque, l'existence d'une importante phase de plissement entre le Permien et le Trias, que j'ai mise en évidence dans la région de Saint-Martin-Vésubie, n'était pas encore connue.

La série d'Auron comporte des conglomérats à galets roulés de gneiss ou d'amphibolite, des schistes rouges lie-de-vin, des schistes verdâtres très micacés, des grès ou arkoses verdâtres avec intercalations plus ou moins lenticulaires de poudingue verdâtre. Dans la vallée de la Roya s'ajoutent, en plus, des schistes micacés noirâtres, d'aspect houiller.

Par certains de ses faciès cet ensemble se rapprocherait du Permien; par d'autres, du Houiller. Actuellement il est impossible de choisir, d'où la nécessité du nom local de «série d'Auron».

Ses affleurements sont d'ailleurs fort restreints; on les observe seulement en trois endroits.

1^o *Dans la vallée de la Roya.* La série d'Auron affleure aux deux versants du ravin; elle se distingue mal de la base du Trias. Elle repose sur la tranche des gneiss qui sont rubéfiés sur une épaisseur de quelques centimètres à un mètre.

C'est le seul endroit où j'ai observé une rubéfaction des gneiss sous-jacents à du sédimentaire.

2^o *Dans la vallée d'Auron.* La formation schisto-gréseuse est recoupée dès 1 230 mètres par le fond du ravin; elle est redressée à la verticale et orientée nord 45° ouest; 30 mètres plus haut, elle disparaît sous le Werfénien sub-horizontale.

3^o *Dans le ravin descendant de la roche Iglière* et confluant avec la Tinée un peu en amont de Saint-Étienne-de-Tinée, deux petits affleurements sont pincés dans les gneiss. Leurs relations avec le Trias sont inconnues, mais leur faciès les apparente étroitement à la série d'Auron.

Il n'est, en tout cas, pas possible d'établir un parallélisme entre la formation d'Auron et les séries étudiées précédemment. Ses affleurements ont cependant l'intérêt de montrer que les terrains primaires se sont déposés au nord de Saint-Sauveur. Mais on ne peut savoir si leur exiguité résulte de l'érosion anté-triasique ou si leur extension réduite est originelle.

VI. — DÔME DE BARROT

Le dôme de Barrot culminant à 2 137 mètres est situé entre Var et Cians au nord de Puget-Théniers. Le Permien s'étend au sud, à l'est et à l'ouest de la cime de Barrot. Il a été étudié par P. BORDET [54] dont je résume les conclusions, pour la compréhension des vues d'ensemble qui suivent.

Le Permien correspond à une série monotone de sédiments rouges puissants de plus de 1.000 mètres, dont la base et le substratum sont inconnus.

Il s'agit de pélites généralement non stratifiées, plus rarement finement litées. La surface de certains bancs conserve des traces de gouttes de pluie.

Au sein des pélites sont intercalés des niveaux plus durs mis en relief par l'érosion.

P. BORDET y distingue trois types :

1^o Des bancs épais de quelques centimètres à quelques décimètres et distants d'environ 1 mètre, assez calcaireux et portant à leur partie supérieure des *ripple marks* et des *craquelures de dessiccation*;

2^o Des bancs roses ou violacés épais de 1 à 2 mètres renferment de *fins morceaux de ponces volcaniques* avec quelques débris de quartz, de plagioclases, de muscovite et de biotite;

3^o Des calcaires oolithiques gris bleu (cinq bancs au sud de la ferme des Robert).

Au sud du Barrot, on connaît le faciès particulier dit de Léouvé : à la partie supérieure du Permien s'intercalent des cendres volcaniques, des grès grossiers et des conglomérats à stratification entrecroisée.

En plus des galets de rhyolite, nettement plus nombreux, on note des éléments de grès et de schistes grossiers rouges (Permien remanié). L'un des éléments est une roche très proche de la rhyolite type amarante de l'Estérel [55].

Pour P. BORDET, les éléments de ces niveaux grossiers auraient été apportés au Barrot par un « oued » descendu de l'Estérel.

Ce faciès s'étend, bien qu'aminci, de la vallée du Var au nord de Daluis jusque sous le Barrot, la cime de Raton et le Pra d'Astier.

Le Permien est ployé en un grand dôme à plongement périclinal assez faible (20 à 30°). Il n'y apparaît ni plis de détail, ni failles qui soient imputables à l'orogénie hercynienne.

Le Trias repose en légère discordance sur le Permien par l'intermédiaire d'une surface ravinée.

* * *

ÉTUDE LITHOLOGIQUE ET CONDITIONS DE SÉDIMENTATION

I. — SÉRIE DE L'INFERNO

a. La série de base débute en général par un cailloutis à *stratification entrecroisée et ciment calcaire* (0 à 30 m.) qui repose sur la surface ravinée du Cristallophyllien; celui-ci n'est pas rubéfié.

Les éléments du conglomérat sont presque exclusivement des roches volcaniques : rhyolites, dacites, andésites, plus ou moins altérées, souvent rouges ou violet-sombre. On observe quelques galets de quartz. Le ciment est un calcaire gréseux ou un sable calcaire.

Les cailloux sont de taille variable, peu roulés, généralement petits, pouvant atteindre 1 à 2 centimètres de grosseur. C'est une sorte de gravier peu évolué.

L'ensemble de la formation est le plus souvent rubéfié.

Localement, dans le massif 2356 entre le vallon de Mairis et celui d'Empuonrama, la sédimentation permienne commence par un calcaire phylliteux de 3 mètres d'épaisseur.

Au versant gauche du vallon des Meraviglie, au nord de la faille du Passo de Conche et aux lacs supérieurs des Meraviglie, la base du Permien consiste en un mélange de petits éléments de rhyolite ou de dacite vert pâle et de débris de gneiss, qui évoque assez bien la base d'une coulée ayant arraché des morceaux à la migmatite sous-jacente. En effet, le ciment sédimentaire semble ici remplacé par une pâte à éléments de la roche éruptive. Le cailloutis à stratification entrecroisée ne se développe qu'au-dessus de cet horizon.

Au col de la Valmasque une coulée dacitique de 1 à 1,20 mètre repose soit sur le gneiss, soit sur un mètre de graviers.

Le cailloutis à stratification entrecroisée est limité à la région des Meraviglie-Gordolasque. Son épaisseur peut atteindre 30 mètres.

Le Permien débute donc par des arrivées torrentielles de petits cailloux qui se sont étalés en nappes sur la surface irrégulière des gneiss. Ils proviennent sans doute d'une terre émergée soumise à un climat rubéfiant. Les gneiss étaient recouverts, au moins partiellement, par des coulées de roches éruptives. Les volcans ne devaient pas être éloignés puisque nous trouvons leurs coulées soit à la base, soit au sein des couches (Mont Meraviglie).

b. *La Série rouge et blanche de l'Inferno* succède aux cailloutis de base à stratification entrecroisée par un passage insensible. C'est la série proprement dite de l'Inferno (Enfer), variable quant à son épaisseur (voir pl. 3) et quant à ses faciès.

Grossière à sa base, plus fine au sommet, elle est caractérisée par l'alternance de bancs clairs, roses ou blancs, conglomératiques, et de niveaux rouges violacés fins. Vers le haut, ne demeurent que des grès plus ou moins fins, toujours lités, en bancs alternativement rouges et plus clairs.

Les niveaux conglomératiques grossiers clairs, blancs ou rosés, sont des arkoses à galets disposés sans aucune régularité, tantôt au toit, tantôt au mur, soit en lits plus ou moins continus, soit disséminés dans leur masse, enfin groupés en lentilles où les cailloux sont parfois presque jointifs.

Les galets sont généralement aplatis et de nature variée, savoir :

Roches volcaniques altérées souvent rubéfiées :	Rhyolite. Dacite. Andésite.
Roches cristallines :	Gneiss (la biotite est transformée en hématite). Migmatite.
Grès ou quartzites.	

Grès fins ou schistes rouges provenant du remaniement des niveaux intercalaires précédemment déposés.

Les roches volcaniques représentent de 80 à 90 % des galets. Localement les gneiss peuvent toutefois être abondants, en particulier à l'ouest du lac de la Muta.

Le ciment et les niveaux d'arkoses riches en quartz montrent des plagioclases, des feldspaths potassiques, de la séricite et des phyllites du groupe du kaolin.

Les niveaux rouges sont constitués :

a. Par des grès encore grossiers ou des cailloutis de roches éruptives et de menus débris de cristallin. Il y a aussi des grains de quartz détritique, arrondis, et des fragments de feldspath. Le ciment est phylliteux avec de l'hématite, plus ou moins abondante, qui colore la roche;

b. Plus généralement, par des roches à grain très fin assimilables à des schistes ou des pélites. Le microscope révèle de rares débris anguleux de quartz et de feldspath (très frais) noyés dans un fond constitué par un feutrage d'éléments phylliteux du groupe des illites. Ici encore, toute la roche est parsemée d'hématite. Certains bancs correspondent à des schistes quartzeux très fins de composition analogue, avec quelques paillettes de muscovite ou de séricite.

Il s'agit peut-être de tufs ou de cendres fines, évoluées.

On constate encore la présence de nodules plus ou moins diffus de calcaire dolomitique qui ne conservent aucune structure organique.

Vers le haut, les galets diminuent en nombre et l'on passe ainsi à des alternances de grès ou d'arkoses claires et de niveaux rouges plus ou moins fins. Dans la région des cimes de Villarie et del Trem, les arkoses blanches dominent nettement sur les autres avec des intercalations irréguli-

lières de lits pélitiques rouges et d'arkoses violettes. Certains de ces bancs lie-de-vin (col ouest de la cime du Diable) sont assez détritiques en raison de la présence de petits galets de cristallin, de quartz plus ou moins anguleux et de débris de feldspath. Le ciment, bien développé, est phylliteux et parsemé de lamelles d'hématite et de rares chlorites vertes.

Vers le mont Meraviglie et le Grand Capelet, la série est moins grossière et s'offre comme une alternance irrégulière de lits graveleux (0,30), rouges, et de grès roses avec bancs ou lentilles minces de galets et passées de schistes ou grès très fins rouge violacé.

L'épaisseur de cet ensemble est très variable. Sur le versant de la Gordolasque et jusqu'au Grand Capelet, elle passe de 0 à 200 mètres; puis, elle s'accroît rapidement dès la Cime du Diable et en direction de l'est pour diminuer ensuite.

Dans la région de l'Inferno et du lac Lungo Superiore on n'en connaît pas la base. La planche 4 figure des profils géologiques à travers cette région et permet d'en évaluer approximativement l'épaisseur minima.

La répartition en plan de ces variations de puissance est schématisée par la planche 3. On y voit ainsi que la série de base du Permien dépasse probablement 650 mètres sous le Bego, le lac Lungo Superiore et la région de l'Inferno.

A l'est, vers les Mesche, la série de l'Inferno ne mesure plus que quelques mètres, au sud du Cristallophyllien de Tetto Novo. Au nord de ce point dans le lit du torrent de La Miniera elle n'est plus représentée. Ces variations d'épaisseur s'expliqueraient assez bien par l'existence d'une sorte d'ombilic ou de fossé dans la région du Bego et de l'Inferno. Vers Tetto Novo, devait exister un relief qui n'a pas été recouvert par l'accumulation de cette série (fig. 30, p. 185).

Conditions de sédimentation ⁽¹⁾

La série sédimentaire de l'Inferno présente une certaine régularité dans l'alternance de ses niveaux; par contre, la répartition des matériaux est irrégulière; les galets sont de grosseur variable, disposés sans ordre. On n'y constate pas de classement, notamment en ce qui concerne les apports en provenance du massif cristallin. En outre, les sédiments des lits fins ont été remaniés dès leurs dépôts car ils se retrouvent en galets dans les assises conglomératiques qui leur sont superposées. Si, seul, le remaniement des sédiments fins peut être prouvé, il n'est pas possible de démontrer que les galets des conglomérats ont ou n'ont pas été remaniés.

De tels dépôts sont peut-être à rapprocher de ceux des « pediments » (K. BRYAN [2]) actuels, décrits par les auteurs américains dans les régions arides ou semi-arides ⁽²⁾, voire même désertiques, des états de Californie, Arizona et New Mexico. Ces « pediments » sont formés au pied des montagnes sur lesquelles tombent des pluies, rares mais violentes, de courte durée et où la végétation est pauvre ou inexistante. Mc GEE [9] dans le district de Sonoan (Californie) a observé qu'à la suite de pluies

⁽¹⁾ Pour la bibliographie sommaire évoquée dans ce paragraphe, voir les notes ci-dessous :

1. BLACKWELDER (Eliot). — Desert Plains. *The Journal of Geology*, vol. XXXIX, 1931, p. 133-140.
2. BRYAN (K.). — The formation of pediments. *XVI^e Congrès Géol. Intern.*, Washington, 1933, p. 765-775.
3. BRYAN (K.). — Processes of formation of pediments at Granite Gap, New Mexico. *Zeitsch. f. Geomorphologie*, Band 9, 1933.
4. BRYAN (K.). — Erosion and sedimentation in the Papago country, Arizona, with a sketch of the Geology. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 730, p. 19-90, 1922.
5. DAVIS (W. M.). — Geomorphic processes in arid regions and their resulting forms and products (Geomorphology of Mountain deserts). *XVI^e Congrès Géol. Intern.*, Washington, 1933, p. 703-714.
6. DRESCH (J.). — A propos des pédiments en Afrique méditerranéenne et tropicale. *XVI^e Congrès Géogr. Intern.*, Lisbonne, 1949, p. 34.
7. HÖRNER (N. G.). — Geomorphic processes in continental basins of Central Asia. *XVI^e Congrès Géol. Intern.*, Washington, 1933, p. 721-735.
8. KING (L. C.). — The Pediment Landforms : some current problems. *Geol. Mag.*, vol. 86, n° 4, 1949, p. 245-250.
9. Mc GEE (W. J.). — Sheet-flood erosion. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 18, 1897, p. 87-112.
10. RANGE (Paul). — Wüsten und Steppen der Gegenwart und Vergangenheit. *XVI^e Congrès Géol. Intern.*, Washington, 1933, p. 715-720.

⁽²⁾ Pour la définition des termes climatiques, voir W. H. TWENHOFEL [22], p. 33-48.

torrentielles, l'eau court en nappes à peine canalisées dans des « oueds », qui en crue, charrient des matériaux considérables et, débouchant dans des régions peu inclinées, s'étalent et couvrent le sol d'une couche mince de matériaux anguleux, de sable, de graviers, de boue pouvant s'étendre sur plus de 250 kilomètres carrés. N. G. HORNER [7], en Asie centrale, a constaté dans la région de l'Estin Gol, au nord de Kara Koto, l'arrivée en un seul jour, de plus de 40 000 mètres cubes de matériaux de toutes sortes.

Pour expliquer les conditions de dépôt des niveaux inférieurs permien étudiés ici, on est tenté d'évoquer cette sédimentation continentale spéciale des régions arides et sub-arides soumises à la « sheet flood erosion ».

Le massif cristallin de l'Argentera-Mercantour, dépourvu de couverture sédimentaire, présentait alors un relief accusé.

Localement, sans doute pas très loin de ce qui est maintenant l'Inferno, se dressaient des volcans dont nous avons retrouvé des coulées.

Lors des pluies violentes, les « oueds » accumulaient dans une vaste zone d'épandage des masses considérables de débris arrachés aux cônes volcaniques ou au socle, de graviers, de sables arkosiques. En fin de crue se déposaient des nappes de matériaux plus menus auxquels s'étaient mêlées des cendres volcaniques évoluées. Peut-être, pour les niveaux à grain très fin, pélites, schistes et grès fins à paillettes de mica, doit-on même penser à un transport éolien de sables associés à des cendres volcaniques.

Ainsi, massif cristallin et régions volcaniques ont dû être périodiquement soumis à la « sheet flood erosion ».

Un tel rapprochement, qui évoque des conditions sub-désertiques, nous amène à rechercher des données sur le climat qui régnait à ce moment.

A la vérité, nous relevons à ce sujet, des indices difficiles à concilier.

Certains indiqueraient une région accidentée, aride ou désertique :

1^o L'abondance de matériel arkosique non rubéfié et la fraîcheur des feldspaths indiquent une *désagrégation mécanique*. Il n'y eut pratiquement pas d'altération chimique si ce n'est la transformation de la biotite qui devint opaque et semble avoir été complètement remplacée par de l'hématite.

2^o L'absence de trituration et de triage des éléments est caractéristique des phénomènes de la « sheet flood erosion ».

Par contre, il est des arguments contraires.

Les niveaux rouges, souvent attribués dans les Traités à une influence désertique, ne révèlent ici, ni dans leurs éléments, ni dans la disposition des matériaux, d'indice attribuable au seul climat aride. Ils impliquent une évolution chimique importante, des oxydations que nous ne pouvons concevoir dans la nature actuelle qu'en présence d'eau météorique. Ils rappelleraient plutôt un climat analogue soit à celui sous lequel se produisit la latéritisation, c'est-à-dire tropical humide ou subtropical, soit celui des limons rouges : chaud à précipitations saisonnières ⁽¹⁾.

On a trouvé dans des couches du Permien de l'Estérel, analogues à celles que nous étudions, des débris de *Walchia piniformis*. Or d'après des renseignements dus à l'amabilité de M. Ph. GUINIER, Membre de l'Institut, les conifères ne sont communs que dans les régions tempérées froides ou chaudes. On en connaît exceptionnellement quelques-uns dans les régions chaudes ⁽²⁾, mais ils y sont confinés en montagne.

⁽¹⁾ Dans la communication présentée au IV^e Congrès INQUA à Rome en septembre 1953, G. CHOUBERT admet pour les limons rouges du Quaternaire marocain un climat pluvial et humide, tempéré, mais nettement plus froid que le climat actuel. (Note ajoutée en cours d'impression.)

⁽²⁾ Le genre *Pinus* est connu dans les îles de la Sonde et au Guatemala; le genre *Araucaria* se trouve en Australie non tropicale et en Nouvelle-Calédonie.

Il faudrait donc évoquer, quant au dépôt de notre Permien, un climat tempéré chaud, humide, peut-être à fortes précipitations saisonnières, tout au plus sub-tropical.

Les roches volcaniques sont presque toujours transformées, difficiles à reconnaître, tandis que les arkoses claires ne sont pas rubéfiées.

Je ne connais ni croûte désertique, ni « mud-cracks », ni produits d'évaporation, à part les nodules calcaréo-dolomitiques.

On est ainsi conduit à envisager que la partie volcanique de la région aurait été soumise à un climat rubéfiant, humide, tandis que le massif cristallin dénudé était en zone semi-aride.

Les pluies violentes, qui, seules, atteignaient le massif cristallin, apportaient les arkoses et les éléments souvent anguleux de gneiss. En même temps arrivaient de l'autre région les galets rubéfiés et roulés des roches éruptives émises par les volcans. Vers la fin de la crue, ou en période de calme, l'apport de la zone aride était faible ou nul, les matériaux fins provenaient, seulement, de la région sous climat rubéfiant plus ou moins recouverte par les coulées et les cendres volcaniques.

Malheureusement, nous ne connaissons pas de cas semblables actuellement réalisés, de sorte qu'il ne nous est pas possible de faire le départ entre les contradictions et les possibilités qu'implique une telle reconstitution.

II. — SÉRIE DES MERAVIGLIE

Les schistes verts typiques consistent en un fin feutrage de minéraux phylliteux et, souvent, de chlorite verte; il s'y adjoint, en outre, des quartz anguleux et des débris de feldspath, accessoirement de la tourmaline en très petits cristaux vert brun, du zircon et de la séricite.

La roche est souvent finement litée avec alternances irrégulières d'horizons contenant plus d'éléments détritiques, avec quartz, micas, feldspath, et des lits presque uniquement formés d'éléments phylliteux. Il existe parfois un certain classement du mur au toit de la couche.

Dans le vallon des Meraviglie s'intercalent des bancs rouge violacé qui ne semblent différer des schistes verts que par la présence d'hématite.

L'un de ces lits qui montre, à sa base, une croûte ferrugineuse, est caractérisée par un très fin litage; en bandes plus ou moins riches en hématite. Le minéral est plus abondant à la base qu'au sommet de chaque couche.

Localement, ces schistes renferment des concrétions plus ou moins diffuses calcaréo-dolomitiques ou des tubulures sans structure et, plus rarement, des rognons phylliteux constitués à la manière de fausses oolithes.

L'étude des éléments phylliteux que M^{lle} CAILLÈRE a bien voulu effectuer pour moi, montre que la roche est formée presque essentiellement de minéraux du groupe des illites auxquels s'ajoutent en proportion variable soit de la kaolinite, soit de la chlorite. La roche peut être totalement dépourvue de quartz.

Les analyses de deux échantillons donnent les valeurs suivantes :

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂
N° 94.....	51,75	21,70	2,60	4,80	0,12	3,95	2,45	2,40	4,23	0,85	0,29	2,30
N° 81.....	69,10	15,50	2,00	0,70	0,09	3,45	3,60	0,15	4,00	0,35	--	--

L'échantillon 94 provient du mont Arpetto. Les éléments phylliteux déterminés aux rayons X

par M^{lle} CAILLÈRE sont des illites et de la chlorite. La présence de ce dernier minéral est souligné par la proportion de Fe_2O_3 et surtout FeO dans l'analyse chimique.

Le schiste n° 81 a été pris dans le vallon des Meraviglie. Il est uniquement constitué par de l'illite, bien qu'ayant la même teinte verdâtre. La proportion de FeO diminue sensiblement par rapport à l'échantillon précédent.

En résumé, il y a au moins deux types de schistes verts, les uns avec chlorite, les autres qui en sont dépourvus.

Il est difficile de savoir si la chlorite est détritique ou de précipitation. Une étude plus approfondie sera nécessaire pour déterminer les conditions dans lesquelles ces dépôts ont pris naissance. Ces schistes n'ont guère dû dépasser vers le sud-ouest la ligne de l'Arpetto-Cime dei Laghi. En effet, plus au sud, ce faciès n'existe pas à la crête Scandail-Cime du Diable. Si, immédiatement à l'ouest du col de l'Arpetto, l'érosion peut être rendue responsable de leur absence, nous savons qu'à la coupe du col de Montjoya, les schistes sont réduits et qu'ils ne s'étendent pas plus à l'ouest. En revanche, vers l'est ils sont connus jusqu'à Tende.

Les schistes rouges ou pélites ont une composition analogue aux précédents mais la chlorite y est remplacée par l'hématite; en outre, certains échantillons contiennent du kaolin. Ils sont tout à fait semblables aux schistes rouges de l'Inferno. Vers le haut s'intercalent des arkoses blanches et roses qui forment le passage à la série du Bego.

Les schistes sont parfois finement lités; ils alternent souvent avec des niveaux grossiers d'aspect gréseux, comportant des quartz anguleux, des fragments de verre volcanique, des débris de feldspath, de muscovite et de rares chlorites vertes unis par une pâte phylliteuse. La roche originelle aurait pu être une sorte de tuf.

Conditions de sédimentation.

Il est probable que ce type de dépôt s'est effectué dans des conditions voisines de celles des schistes verts, en particulier les pélites litées évoquant une sédimentation en eaux tranquilles. Mais les conditions climatiques étaient analogues à celles qui régnaient lors de la formation des schistes rouges de l'Inferno. Le matériel provenait en tout cas d'une région soumise à un climat rubéfiant, ainsi qu'en témoigne l'abondance de l'hématite.

La même incertitude subsiste ici que dans le Permien des Alpes Bergamasques pour la série de Collio.

Répartition.

La série rouge a la même répartition que les schistes verts. Son épaisseur est de l'ordre de 150-200 mètres.

A la fin de la sédimentation des séries verte et rouge des Meraviglie, la surface sur laquelle allait se déposer la série du Bego devait être sensiblement horizontale hormis les reliefs qui pouvaient subsister dans le massif cristallin. On est donc conduit à admettre qu'une certaine subsidence a dû jouer durant l'accumulation de ces schistes, car leur puissance totale est de l'ordre de 500 mètres.

III. — SÉRIE DU BEGO

La série du Bego s'est étendue indifféremment sur les schistes des Meraviglie, les grès ou conglomérats de l'Inferno et même sur le massif cristallin, enfouissant ses derniers reliefs.

A la base, on observe encore quelques galets de roches volcaniques. Mais l'ensemble de la

série est constitué par une succession monotone de bancs comportant presque essentiellement des arkoses blanches et roses plus ou moins foncées. Les feldspaths, plagioclases ou orthose, sont nombreux, le ciment est phylliteux, souvent kaolinique. Dans la partie supérieure de la série s'intercalent des arkoses rouge violacé; la roche est parsemée d'hématite.

On est frappé par l'absence de trituration des éléments, qui ne sont pas calibrés et sont presque toujours anguleux. Leur taille variable reste faible. Les feldspaths ne sont pas altérés.

Conditions de sédimentation.

La série du Bego ressemble aux niveaux grossiers clairs de la série de l'Inferno. Les conditions de dépôt auraient donc été analogues à ceci près, qu'à ce moment les volcans étaient moins actifs, peut-être même en partie éteints. Les coulées de roches éruptives avaient disparu sans doute par érosion. Car, pour la série du Bego c'est principalement le massif cristallin qui a fourni les matériaux accumulés. La plus grande masse des arkoses du Bego est claire, blanche ou rose. Ses éléments sont peu altérés. Leur accumulation serait due à la « sheet flood erosion ». On peut penser que le climat semi-aride régnait alors largement.

Par contre, à la partie supérieure, les intercalations des niveaux arkosiques rouges nous ramènent à l'hypothèse d'un climat rubéfiant, avec d'ailleurs la reprise de l'activité volcanique.

Répartition.

Tandis que les séries précédentes paraissent limitées à la région Meraviglie-Inferno-Tende, la série du Bego déborde ce périmètre. Nous la connaissons depuis Tende jusqu'au-delà de Saint-Sauveur. Elle s'est donc étendue très largement. Son épaisseur, variable, peut atteindre 1 000 mètres, mais nous ne pouvons l'évaluer que sous les schistes rouges qui semblent avoir formé son toit.

IV. — SÉRIE DE CAPEIROTTO

Ses schistes rouges sont analogues, comme structure et comme composition, aux schistes rouges de l'Inferno ou des Meraviglie.

Leur étude a été fort décevante.

Ils sont constitués par un feutrage de minéraux phylliteux du type illite, plus rarement du groupe de la kaolinite. Toute la roche est surchargée d'un pigment rouge qui est le plus souvent de l'hématite. S'y trouvent, en outre, quelques éléments détritiques : des débris de quartz anguleux ou de feldspath, de la muscovite; il semble y avoir du rutil et de la goethite. Dans certains lits, on voit de petits fragments de verre volcanique.

Les schistes contiennent des nodules calcaires (septaria) et des passées finement détritiques. Localement, en particulier vers la vallée de la Roya, des niveaux gréseux rouges semblent s'intercaler dans la série.

Dans la région du Barrot, P. BORDET donne une description détaillée de pélites qui sont tout à fait semblables à celles de la série de Capeirotto. Mais cet auteur a observé, en outre, des niveaux différents, fort intéressants, que je n'ai pas retrouvés plus à l'est, savoir, ainsi qu'on l'a vu :

- 1^o Des calcaires oolithiques;
- 2^o Des lits de ponce volcanique;
- 3^o Des bancs plus durs à ripple marks et craquelures de dessiccation;
- 4^o Un horizon portant à sa surface des traces de gouttes de pluie.

Cet auteur, comparant les pélites rouges du Barrot à celles de l'Estérel, a admis un mode de formation identique : ces roches auraient eu pour origine des cendres volcaniques évoluées.

Si toutes ces roches semblent, au microscope, avoir une composition identique, leur analyse

chimique révèle des différences assez sensibles, en particulier dans la proportion relative des alcalins, comme le montre le tableau ci-après :

A. Pélite de Barrot } Ces analyses sont empruntées au Mémoire de P. BORDET [54].
B. Pélite de l'Estérel. }

N° 80 : Pélite de la Serre de Capeiroto.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂
A.	50,23	19,54	6,77	0,46	0,12	2,66	4,85	4,30	4,10	0,45	0,29	+
B.	51,75	18,50	4,90	1,22	1,10	3,72	3,30	1,31	7,90	0,75	tr.	tr.
N° 80.	46,30	21,90	8,35	0,60	0,12	2,70	5,07	5,40	1,25	0,70	0,21	tr.

Si nous admettons la même origine pour ces trois roches, il faut considérer soit que leur évolution n'a pas été la même, soit que les cendres volcaniques dont elles dérivent furent différentes.

Conditions de sédimentation.

D'après les observations de P. BORDET dans le Dôme de Barrot, nous avons deux indices intéressants :

1° *Les traces de gouttes de pluie* indiquent des formations très fines, non consolidées, constituant une sorte de poussière sur une surface émergée;

2° *Les craquelures de dessiccation* nous montrent que la région était, au moins localement, inondée.

Les ripple-marks sont peu marqués et l'auteur ne précise pas s'ils résultent de l'action du vent sur des sédiments fins ou du clapotis de l'eau. Comme ils sont souvent accompagnés de craquelures de dessiccation, nous inclinons vers ce dernier mode de formation.

Nous sommes donc conduits à penser que la région où se déposaient les pélites rouges était, à certains moments, inondée elle recevait alors les apports finement détritiques, pendant qu'une certaine tranche d'eau y demeurerait stagnante. Périodiquement, elle se trouvait exondée, soumise à la dessiccation, puis se couvrait alors de poussière presque impalpable, de cendres fines. Il est probable que ces éléments ont été, au moins en partie, transportés par le vent ⁽¹⁾.

Le climat rubéfiant s'est étendu uniformément aussi bien à la région où se sédimentaient ces roches que dans le secteur où régnait l'activité volcanique.

Remarquons que les schistes et pélites rouges ont une extension considérable puisqu'ils sont connus non seulement aux alentours des massifs de l'Argentera-Mercantour et dans l'Estérel, mais jusqu'au sud du Massif Central français dans le Lodévois, où ils prennent le nom de « ruffes », pour ne parler que du sud de la France.

Leur épaisseur peut atteindre 2 000 mètres.

Si nous admettons qu'ils dérivent de cendres chimiquement évoluées, nous avons peine à imaginer une telle accumulation de produits volcaniques. Il nous est, du reste, impossible d'esquisser l'emplacement des volcans d'où provenaient ces matériaux.

*
* * *

⁽¹⁾ Ainsi que M. Ed. ROCH me l'a fait remarquer, cette reconstitution répond tout à fait aux conditions de la région du Tchad — sauf qu'au Tchad, rien n'est rouge.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Le Permien s'est déposé au pied de montagnes engendrées par des plissements post-stéphaniens.

Les reliefs étaient encore accusés; la contrée semble avoir été dépourvue de végétation, ou celle-ci ne nous a pas été conservée. Enfin, quelque part, loin ou près, se trouvaient des volcans en activité.

La région des Meraviglie a une histoire complexe où l'on peut distinguer la succession d'épisodes que nous résumerons brièvement.

1° SÉRIE DE L'INFERNO.

Elle est caractérisée par l'alternance de bancs grossiers blancs ou roses formés de grès et d'arkoses avec des conglomérats à éléments de roches éruptives ou de gneiss et de schistes ou pélites rouges.

L'activité volcanique nous est révélée par les galets de rhyolites et de dacite dans les conglomérats et par des restes de coulées dacitiques.

L'apport du massif cristallin est important (arkoses).

Ce type de dépôt est comparable aux « pediments » décrits par les auteurs américains dans les régions soumises à la « sheet flood erosion » en conditions semi-arides.

Les schistes rouges dérivent sans doute de l'altération de produits volcaniques dans une région soumise à un climat rubéfiant.

La série s'est déposée sur une topographie encore accusée où émergeaient des reliefs qui ne seront enfouis que plus tard.

2° SÉRIE DES MERAVIGLIE.

Les schistes verts ou rouges, souvent pélitiques, sont moins étendus que les dépôts de la série de l'Inferno. Parfois finement lités, ils évoquent une sédimentation sub-aquatique.

Les conditions de formation des schistes verts nous sont inconnues.

Les schistes et pélites rouges sont analogues à ceux de l'Inferno ou à ceux de Capeirotto et semblent avoir la même origine.

L'activité volcanique est encore importante, au moins lors du dépôt des schistes supérieurs.

L'apport du massif cristallin est faible en bordure du bassin de sédimentation, nul au centre.

Le climat est rubéfiant, au moins vers la fin de l'évolution.

L'ensemble de la série, avec ses 500 mètres de puissance, conduit à admettre une certaine subsidence au cours de son dépôt.

3° SÉRIE DU BEGO.

Elle est entièrement formée d'arkoses grossières blanches ou roses, accumulées sur une épaisseur de 600 à 1 000 mètres.

Elle s'est étendue très largement, débordant la surface couverte par les niveaux antérieurs et a enfoui les derniers reliefs jusqu'alors respectés.

L'activité volcanique est faible ou nulle.

L'apport du massif cristallin est considérable.

Le climat est, dans son ensemble, semi-aride, il n'y a que de très rares passées rouges. En revanche, vers le fin de cette époque, l'on revient à un climat rubéfiant, avec la reprise de l'activité volcanique.

4° LA SÉRIE DE CAPEIROTTO.

Elle consiste en schistes ou pélites rouges, coupés de rares lits détritiques. Elle semble s'être étendue sur une région presque complètement dénuée de relief.

Son extension est analogue à celle du Bego, ou peut-être même supérieure et la puissance des dépôts y est voisine de 2 000 mètres.

L'activité volcanique est intense, mais assez lointaine puisque ces schistes dériveraient de produits volcaniques évolués.

L'apport du massif cristallin est faible ou nul.

Le climat est partout rubéfiant.

En somme, au fur et à mesure de leurs dépôts, les termes du Permien débordent de plus en plus l'aire de sédimentation primitive, tandis que l'évolution climatique varie selon des alternances complexes.

* * *

Pour situer les variations de puissance du Permien j'ai fait dans la région orientale un essai de reconstitution de la pénéplaine anté-triasique suivant une coupe est-ouest en admettant qu'à la fin du Permien elle se trouvait à peu près horizontale. Sous cette surface, furent situées, à l'échelle, les diverses séries permienues superposées. Il apparaît ainsi une surface anté-permienne dessinant *des ombilics ou des vallées*, en particulier entre la région des Meraviglie et le Bego (fig. 30).

Une telle reconstitution est assez schématique et ne peut donner qu'une idée approximative de la surface de base du Permien puisque nous ne connaissons pas la puissance réelle de la série de l'Inferno. Nous ne lui avons attribué ici que l'épaisseur minimum déduite des coupes. L'ombilic pouvait donc être plus profond, mais pas moins. Nous ignorons également la valeur de l'érosion anté-triasique. La série rouge supérieure manque ici, mais elle a pu exister.

La coupe reconstituée est prise suivant l'axe des plis, de manière à éliminer autant que possible les causes d'erreurs dues aux plissements permienues, mais on doit penser que des gauchissements ont pu se produire. Ils expliqueraient les surfaces de séparation un peu ondulées qui apparaissent dans notre dessin. Il semble, en effet, que la surface de base de la série du Bego ait été primitivement horizontale. Il faudrait donc admettre qu'entre le Bego et Tetto Novo, le Werfénien dessine un bombement anticlinal.

Tel quel, cet essai de reconstitution semble indiquer un affaissement de l'ombilic de la région Meraviglie-Bego, au fur et à mesure du dépôt de la série des Meraviglie⁽¹⁾. Le mode d'accumu-

(1) Les proportions de cet ombilic, comme aussi de ceux dont DE SITTER a montré le rôle au Permien dans les Alpes Bergamasques, où les accumulations très puissantes de dépôts alluvionnaires de divers âges et même quaternaires conduisirent à reconsidérer les vues des géophysiciens sur la subsidence et celles des géologues sur les séries dites géosynclinales.



FIG. 30. — Essai de reconstitution de la pénéplaine anté-triasique et de la série permienne entre le Mont Bego et les Mesches

lation de la série du Bego fait penser à un enfouissement des reliefs sous leurs propres produits de désagrégation. L'apport de matériel a dépassé l'affaissement et c'est sur cette zone, presque nivelée par colmatage, que s'est effectué le dépôt des schistes rouges.

* * *

L'histoire primaire du Massif se termina par une dernière phase orogénique, à la vérité assez faible.

La région de l'Inferno vit naître une série de plis droits ou dissymétriques axés à peu près est-ouest, avec deux anticlinaux principaux : au nord celui du lac Lungo Superiore, au sud celui de la Cime du Diable. La planche 9 montre leur évolution jusque dans la Vallée de la Gordolasque.

Au nord, la région Meraviglie-Bego semble avoir été seulement gauchie, et affectée par de nombreuses failles.

La direction apparente de poussée est orientée vers le sud.

A l'ouest, ce régime de plis du Permien reste le même quoique plus adouci. On en observe des jalons jusqu'au vallon de Spaillard et au Baus de la Frema (fig. 27-28).

Plus à l'ouest, encore dans la Vallée de la Tinée, il n'est pas possible de faire le départ entre les plissements hercyniens et les plissements alpins⁽¹⁾.

L'érosion agit ensuite, durant la fin des temps permien, sur des reliefs probablement adoucis, nés de ces ultimes déformations. Mais le nivellement ne fut pas total et les grès werféniens ne recouvrirent que partiellement la région, comme nous le verrons chapitre XV.

⁽¹⁾ Quant au Dôme de Barrot, le Permien est seulement ployé en un vaste dôme, disposition due, en partie, aux plissements alpins.

CHAPITRE XIII

LES DISLOCATIONS D'ÂGE INCONNU

SOMMAIRE

1° La mylonite de la Valletta-Mollières :	Pages
Historique.....	187
Extension.....	187
Signification de cet accident.....	188
Age.....	188
2° Le faisceau des Lacs Besson :	
Age.....	189

Au cours de l'étude des terrains sédimentaires primaires, nous avons indiqué les dislocations qui les ont affectés.

Mais il existe des accidents importants qui n'intéressent pas de formations sédimentaires; nous les décrirons ici, car leur connaissance est nécessaire pour l'interprétation générale de la région.

Ce sont :

1° La mylonite de la Valletta-Mollières;

2° Le faisceau des lacs Besson.

1. LA MYLONITE DE LA VALLETTA-MOLLIÈRES

HISTORIQUE

FRANCHI, dès 1894, indique la présence de « schistes phylladiques » de la Testa Marges au col de Fer et les attribue, comme la Mollièresite, au Permien. En 1910, SACCO en fait également du Permien métamorphique car il croit constater le passage insensible au gneiss encaissant. La carte au 1/100 000, feuille de DEMONTE, due à FRANCHI, donne l'extension de ces roches.

En fait, comme je l'ai déjà indiqué [117], il ne s'agit pas d'un horizon stratigraphique, l'on y observe seulement l'écrasement des gneiss, *leur transformation en mylonite*. D'autre part, ainsi que nous l'avons vu, la Mollièresite est indépendante de cette zone d'écrasement (voir chapitre X).

La mylonite a une largeur variable pouvant atteindre 100 à 150 mètres. Elle est toujours encadrée par des gneiss écrasés.

EXTENSION

La zone d'écrasement correspond approximativement au Permien marqué sur la carte de DEMONTE, du vallon de Ferriera à celui de Mollières. Son tracé est reporté planche 5 mais, je n'ai indiqué, dans ce dessin, que la mylonite. Aussi la zone se trouve-t-elle réduite en apparence, par rapport aux tracés des auteurs italiens.

En fait, les gneiss plus faiblement écrasés s'observent sur une largeur plus grande que celle couverte par le Permien de FRANCHI. Par sa transformation pétrographique et son extension cette

zone est la plus importante du massif cristallin tout entier. On a vu, d'ailleurs, chapitre 3, qu'elle sépare deux pays pétrographiques tout à fait différents.

Au nord, elle disparaît sous le Trias de la couverture sédimentaire dans le vallon de Ferriera en amont du Hameau del Piz. Elle traverse le vallon de l'Ischiatore, passe au nord-est du Mont Caugie, traverse le vallone dei Bagni vers Callieri et gagne le Passo del Lausfer. La mylonite atteint alors la vallée de Chastillon au Ciastellar par le lac Lausfer supérieur, le nord-est des lacs inférieurs et le petit col nord-est de la Cima di Sespoul.

Le verrou fortifié du Ciastellar est lui-même modelé par l'action glaciaire dans le gneiss écrasé. La zone d'écrasement est ici localement déversée vers le sud-ouest par suite de rejeux tertiaires, lors de la formation du synclinal couché de la Cima di Sespoul qui, légèrement oblique, la recoupe ici.

La zone de la Valletta-Mollières suit alors le bas versant gauche de la Vallée de Chastillon, puis le vallon de Vespar jusqu'au col de la Valletta. Au revers sud du col, elle est plus ou moins masquée par le Glaciaire. Mais on l'observe au bas du vallon de la Valletta, sous les moraines où, par suite de sa faible tenue, elle donne lieu à une zone d'arrachement. La portion mylonitique, particulièrement bien visible, y atteint plus de 100 mètres.

Au sud-est du vallon de Mollières, dans le vallon Marges, on observe, çà et là, des pointements de mylonite (fig. 14) qui jalonnent la continuation de cette zone d'écrasement, *indépendante de la Mollièresite*. Elle vient passer ensuite au Colle Ferriera. Légèrement déversée vers le sud-ouest, elle est affectée d'un pendage nord-est de 50 à 60°.

Dans le haut vallon de Millefontes elle se voit immédiatement au nord du lac inférieur de Millefontes, se renverse dans l'éperon (pendage 30°) au sud-est du mont Pepoiri, traverse le haut vallon de Gasc et forme le mont Pettonire Soprano. Épaisse de 60 mètres, elle offre, dans ce secteur, un faciès tout à fait remarquable de pseudo-phyllades litées en bancs alternativement sombres et clairs. Elle est alors inclinée de 45° à 60° vers le nord-est. Elle échappe sur la crête avant la Testa di Bresses, forme une partie du versant droit du vallon d'Antuébis en amont du vallon de Pata-crosa. Sur le versant gauche du vallon d'Antuebis, dans la croupe dominant le Villars, elle est prise en écharpe par la zone d'écrasement qui enserre la Mollièresite. On observe ici la superposition des deux écrasements.

SIGNIFICATION DE CET ACCIDENT

Cette mylonite présente un intérêt particulier : elle met en contact deux formations gneissiques différentes, la complexe de la Tinée et le complexe Chastillon-Valmasque.

Ce contact est, en général, redressé, localement déversé au voisinage des synclinaux alpins. Étant donné l'*ampleur* de la mylonitisation, il ne peut s'agir d'une simple faille.

Les deux lèvres de la zone d'écrasement étant différentes, il ne peut être non plus question d'un fond de synclinal pincé. La présence de plusieurs bandes mylonitiques dans la zone d'écrasement suggère l'idée d'une sorte de débitage en écailles, peut-être même d'une surface de chevauchement, notion qui s'harmoniserait avec les oppositions foncières existant entre les complexes pétrographiques qu'elle sépare. Quelle que soit l'interprétation que l'on retienne, cette zone mylonitique est la trace d'une orogénie ancienne importante.

AGE

Il est difficile de lui donner un âge ; nous savons seulement qu'elle est postérieure au Cristallin et antérieure à la Mollièresite.

2. LE FAISCEAU DES LACS BESSON

J'ai groupé sous ce nom, un ensemble d'accidents qui se traduisent dans le Cristallophyllien par des zones d'écrasement, voire même de mylonites.

L'allure de ce faisceau est schématiquement reportée sur la planche 5. Il se suit d'est en ouest

à partir du vallon de Fontanalba où ses accidents intéressent le Permien. Il traverse la Haute Valmasque en amont du lac Basto, passe au lac Autier et coupe la Gordolasque à hauteur de la Balma. On l'observe au Pas du Mont Colomb, puis aux alentours des cimes est et ouest de Fenestre. Dans le Haut Boréon ce faisceau admet de nombreuses zones d'écrasement. A hauteur des Lacs Besson s'individualisent deux branches. L'une passe au nord de la Testa della Rovina, l'autre au sud. Cette branche sud est particulièrement intéressante, car nous avons vu qu'elle est empruntée par un filon mélanocrate qui *occupe la faille et y a été postérieurement écrasé*. Ce serait donc un accident ancien qui aurait joué au Permien.

La branche nord recoupe la zone de Fremamorta à l'ouest de la Cime Brocan et l'on observe très nettement la superposition des deux écrasements.

Les deux branches décrites ci-dessus traversent, en Italie, le Vallon de la Valletta et se réunissent dans le vallone Morta. Plus au nord-ouest, la continuation de cet accident n'est pas nette et je n'ai pu l'étudier en détail.

Dans cette dernière partie, trois failles semblent se greffer sur ce faisceau — les deux failles du lac Nègre et la faille du col de Fremamorta — qui, toutes trois, décrochent la zone de Fremamorta (pl. 5).

AGE

Cet accident a dû être longtemps vivant. Il est antérieur à la mise en place des filons de lamprophyre, mais a joué ensuite et a intéressé, sans doute à ce moment, le Permien.

Il est postérieur à la zone de Fremamorta.

Indépendamment de ces deux zones importantes, le massif porte la trace d'un grand nombre de cassures, failles, petites zones d'écrasement, même de mylonites. Ces accidents sont surtout bien visibles dans les hauts vallons de Mollières, du Boréon, de la Madone de Fenestre, de la Gordolasque, de la Valmasque où les roches polies par les glaciers offrent de bonnes surfaces d'observation. La présence d'un tel réseau de cassures est chose banale dans un massif qui a subi plusieurs phases de dislocations.

La signification exacte de ces accidents nous échappe, et ils peuvent correspondre soit à des failles, soit à des fonds de synclinaux écrasés. Leur nombre et leurs orientations soulignent la complexité de l'histoire orogénique détaillée du massif de l'Argentera. Mais, tant que l'on n'aura pas le moyen de préciser l'âge de chacune de ces zones de dislocation et de coordonner celles qui ont joué synchroniquement, il sera impossible d'intégrer valablement les données qu'elles fournissent à une synthèse générale.

CHAPITRE XIV

FIN DU PRIMAIRE. — HISTOIRE GÉOLOGIQUE ANTÉ-TRIASIQUE DU MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR

SOMMAIRE

Pages

QUELS SONT LES RAPPORTS DE CES DIFFÉRENTS TERMES :

Rapports du Permien et du Stéphanien.....	191
Rapports du Stéphanien et de la Mollièresite.....	191
Rapports de la Mollièresite et du Poudingue des Bresses.....	192
Rapports de la Mollièresite et de la mylonite de la Valletta-Mollières.....	192
Rapports de la Mylonite de la Valletta-Mollières avec celle de Fremamorta.....	192
SUR CES DONNÉES, QUELLE CHRONOLOGIE OU SUCCESSION PEUT-ON ÉTABLIR.....	193

L'histoire primaire du massif cristallin se termine par une succession d'épisodes sédimentaires et tectoniques que nous rappellerons brièvement :

1^o *Les dislocations d'âge inconnu* n'intéressant pas de dépôt sédimentaire. Le seul accident important est *la mylonite de la Valletta-Mollières*.

2^o *Les terrains sédimentaires d'âge inconnu* :

- a. Le poudingue des Bresses qui est pincé dans la mylonite de Fremamorta;
- b. La « Mollièresite », débitée en écailles dont les racines se traduisent par des zones mylonitiques.

3^o *Les terrains sédimentaires datés* :

- a. Le Stéphanien, plissé en synclinal dont le fond, écrasé, se traduit par une mylonite;
- b. Le Permien qui est affecté de plis droits ou déversés.

Nous indiquerons d'abord les rapports de ces différents termes, puis nous tenterons un essai de chronologie.

*
* *
*

QUELS SONT LES RAPPORTS DE CES DIFFÉRENTS TERMES ?

RAPPORTS DU PERMIEN ET DU STÉPHANIEN

Le Permien est discordant sur les restes du synclinal stéphanien, ces deux terrains sont donc séparés par une phase tectonique qui est, peut-être, la phase saalique de H. STILLE.

RAPPORTS DU STÉPHANIEN ET DE LA MOLLIÈRESITE

Aucun rapport direct n'existe entre ces formations.

Par son faciès, la Mollièresite évoque les dépôts « houillers »; l'hypothèse la plus simple est donc d'en faire du Stéphanien, mais des réserves s'imposent :

- a. *Le style tectonique* des dislocations intéressant ces deux terrains *est différent*.
La Mollièresite est débitée en écailles, violemment écrasées, qui déterminent dans les gneiss une zone mylonitique continue de la Punta Barnon au sud de Saint-Martin-Vésubie.

Le Stéphanien est plissé en synclinal relativement peu écrasé. Seul son fond pincé se traduit par une mylonite connue de vallon del Barn à Saint-Grato.

- b. *Les deux zones mylonitiques* accompagnant d'une part la Mollièresite et d'autre part le Stéphanien *n'ont pas la même direction*, ainsi que l'indique le schéma, pl. 5. *La mylonite stéphanienne* disparaît avant d'atteindre, au nord-ouest, la région où règne la Mollièresite. Elle *n'intéresse pas la Mollièresite, ni sa zone d'écrasement. Elle en est indépendante.*

Ces considérations tectoniques nous conduisent, en définitive, à deux hypothèses : ou bien la Mollièresite est encore stéphanienne (cf. ante);

Ou bien elle serait plus ancienne que le Stéphanien et devrait être rapportée au Westphalien. La phase orogénique qui les sépare serait donc de la fin du Westphalien (phase asturienne de STILLE).

Il semble que les deux hypothèses puissent être aussi logiquement formulées l'une que l'autre.

Les arguments tectoniques paraissent insuffisants pour exclure, *a priori*, la première.

RAPPORTS DE LA MOLLIÈRESITE ET DU POUDINGUE DES BRESSES

Aucun contact n'est visible, ni entre ces deux formations, ni entre les mylonites qui les affectent.

La zone d'écrasement de la Mollièresite est d'extension limitée (14-15 km). Celle du poudingue des Bresses (ou de Fremamorta), dans une position d'ailleurs plus interne, semble intéresser tout le massif cristallin de l'Argentera-Mercantour et dépasser 45 kilomètres.

Poudingue des Bresses et Mollièresite me paraissent indépendants.

RAPPORTS DE LA MOLLIÈRESITE ET DE LA MYLONITE DE LA VALLETTA-MOLLIÈRES

La Mollièresite est étrangère à la mylonite : elle lui est postérieure.

La mylonite de la Valletta-Mollières correspond donc à une phase tectonique importante, antérieure au dépôt de la Mollièresite.

RAPPORTS DE LA MYLONITE DE LA VALLETTA-MOLLIÈRES AVEC CELLE DE FREMAMORTA

Aucun lien n'existe entre ces deux accidents.

Ils présentent cependant des caractères communs :

a. *La même intensité de la mylonitisation*, bien que la zone affectée par ce phénomène soit, en général, moins large pour la mylonite de Fremamorta que pour celle de la Valletta-Mollières;

b. *L'extension longitudinale* de ces accidents est du même ordre de grandeur. Tous deux intéressent la totalité du massif visible aujourd'hui et se poursuivant sur 45 à 50 kilomètres.

Ils diffèrent toutefois sensiblement :

a. *Par leur signification.* La mylonite de la Valletta-Mollières met en contact deux pays cristallophylliens opposés tandis que les mêmes formations règnent aux deux côtés de la mylonite de Fremamorta;

b. *Par leur tracé*, au moins en apparence. En fait, comme l'indique la planche 5, ces zones sont grossièrement parallèles sur plus de la moitié de leur parcours et orientées sensiblement N.W.-S.E., au nord-ouest de la vallée de Mollières.

Ni l'une ni l'autre ne se poursuit vers le sud-est; elles tendent à se diriger vers l'est. Mais la mylonite de la Valletta-Mollières est alors coupée par la zone d'écrasement de la Mollièresite et

l'extension des terrains secondaires de la couverture du massif de l'Argentera-Mercantour ne permet pas de savoir quelle était sa destinée.

Quoi qu'il en soit, il me semble que les deux accidents, dont le plus externe paraît à peu près épouser à distance le plus interne, peuvent être attribués aux effets de la même phase orogénique : c'est l'hypothèse que j'adopte ici.

Notons, en outre, que la mylonite de Fremamorta est recoupée par les failles du faisceau des lacs Besson, failles qui existaient avant la mise en place du filon de lamprophyre du Caire de l'Agnel et qui n'ont fait que rejouer au Permien.

* * *

SUR CES DONNÉES, QUELLE CHRONOLOGIE OU SUCCESSION PEUT-ON ÉTABLIR ?

Nous procéderons du connu à l'inconnu, c'est-à-dire du Permien aux terrains plus anciens.

Deux successions peuvent être établies suivant que l'on adopte l'une ou l'autre des hypothèses proposées pour l'âge de la Mollièresite : soit stéphanien, soit westphalien.

On aurait donc le schéma ci-après :

ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES		PHASES DE STILLE
Dépôt du Trias. Phase tectonique (4). Dépôt du Permien. Phase tectonique (3). 		Palatine. Saalique.
Première hypothèse. Mollièresite = Stéphanien.	Deuxième hypothèse. Mollièresite = Westphalien.	Asturienne. Soit Erz Gebirge ? Soit Sudète ?
Dépôt du Stéphanien et de la Mollièresite.	Dépôt du Stéphanien.	
Phase tectonique importante (mylonite de la Valletta-Mollières).	Phase tectonique (2).	
Dépôt du Poudingue des Bresses (supposé westphalien ou plus ancien).	Dépôt de la Mollièresite supposée westphalienne (ou plus ancienne).	
	Phase tectonique importante (1) (mylonite de la Valletta-Mollières). Dépôt du Poudingue des Bresses supposé soit namurien, soit dinantien.	

Les trois dernières phases tectoniques (2, 3 et 4) qui sont les plus récentes, peuvent être assez facilement parallélisées avec les phases de STILLE. Pour les autres, il est plus difficile de préciser.

Or, le poudingue des Bresses repose sur le granite de l'Argentera dont la mise en place termine, comme nous l'avons vu chapitre VIII, l'histoire magmatique du cycle de l'Argentera, histoire qui est liée à l'orogénie majeure hercynienne pour cette région. Par comparaison avec ce que l'on connaît de la chaîne hercynienne la plus proche de nos régions (en particulier au sud du Massif Central), nous serions tentés de situer l'orogénie majeure vers la fin du Dinantien ou un peu après (phase sudète de STILLE).

Nous voyons, d'autre part, que l'attribution d'un âge westphalien à la Mollièresite nous conduit à décaler vers le bas, au moins d'une phase tectonique, l'âge de la mylonite de la Valletta-Mollières ou plutôt de rajouter une phase intermédiaire. L'orogénie majeure resterait alors post-dinantienne. Mais nous demeurons toujours dans le cycle hercynien.

Malgré les incertitudes qui résultent des faits que nous venons de résumer, il ne me paraît pas illégitime de tenter, dans le tableau ci-contre, un résumé de l'histoire géologique anté-triasique du massif de l'Argentera-Mercantour, en prenant la deuxième hypothèse, c'est-à-dire de l'attribution de la Mollièresite au Westphalien.

L'étude du massif cristallin nous avait conduits à admettre un âge hercynien pour le cycle de l'Argentera. Cette hypothèse semble en effet tout à fait conciliable avec les données fournies par l'analyse des phases tectoniques de la fin du Primaire qui viennent d'être résumées ci-dessus.

Le cycle de l'Argentera peut s'intégrer dans l'orogénie hercynienne et le terme local, adopté dans un souci d'objectivité de *cycle de l'Argentera*, peut être considéré, comme *équivalent de cycle hercynien*. Ce que nous avons vu de l'histoire des terrains cristallins et cristallophylliens (complexe de la Tinée, complexe du Malinvern-Argentera) se trouve ainsi complété par l'histoire des terrains carbonifères et permians.

Métamorphisme, migmatisation, premiers plissements se sont produits soit durant le Dinantien, soit durant le Westphalien, en tout cas avant le Stéphanien.

Quant au cycle de la Valmasque, il est tout à fait indépendant de l'orogénie hercynienne. Plus ancien, il est à rapporter à un cycle sans doute anté-cambrien.

C'est devant cette incertitude que, pour nous rapporter à la terminologie imagée et volontairement indécise de M. LUCEON, j'ai proposé de dire, pour cette phase encore indatable, que la *tempête ségalaunienne* fut précédée, ici, d'une *tempête gécienne*.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE ANTÉ-TRIASIQUE DU MASSIF DE L'ARGENTERA MERCANTOUR

			SÉDIMENTATION	CONTINENT	PHASES OROGÉNIQUES	PHÉNOMÈNES MAGMATIQUES ET ÉRUPTIFS
CYCLE OROGÉNIQUE HERCYNIEU CERTAIN	PERMIEN (SAXONNIEN ?) (GLYPTOGÉNÈSE)	SÉRIE de CAPEIROTTU	Schistes et pelites rouges Aplanissement général par sédimentation.	Couvert de produits volcani- ques. Pas de relief cristallin. Climat rubéfiant, chaud.	FIN DU CYCLE HERCYNIEU REJEUX TARDIFS DE L'OROGENIE HERCYNIEU Mouvements probables. Mouvements probables. Subsidence.	Reprise de l'activité volcanique.
		SÉRIE du BEGU	Grès et arkoses clairs Aplanissement par érosion et sédimentation.	Reliefs cristallins progressive- ment détruits ou enfouis. Climat sub-aride.		Activité volcanique réduite ou nulle.
		SÉRIE des MERAVIGLIE	Schistes rouges. Sédimentation.	Couvert de produits volcaniques Pas de relief cristallin important Climat rubéfiant, chaud.		Activité volcanique.
		Schistes verts. Sédimentation.	? ?			
		SÉRIE de L'INFERNO	Grès ou arkoses clairs à ga- lets de roches éruptives ru- béfiées et schistes rouges. Cailloutis à stratification en- tre-croisée. Érosion et sédimentation	Reliefs cristallins et volcans en activité. Climat sub-aride en pays cris- tallin, rubéfiant, chaud, en pays volcanique.		Activité volcanique intense et proche.
	TOPOGRAPHIE ACCUSÉE					
	STÉPHANIEN INFÉRIEUR MOYEN	"HOUILLE" de MONTJOYA	Conglomérats, grès, schis- tes noirs à plantes.	Relief cristallin partiel- lement couvert de forêt. Climat tropical.	PLISSEMENT N60°W.S60°E 3 ^e phase (saalique) intéressant le Cristallophyllien hercynien.	Mise en place des Lamprophyres.
		TOPOGRAPHIE				
		EROSION				
	WESPHALIEN	MOLLIERISTE	Conglomérats, grès, schis- tes noirs stériles.	Relief cristallin. Climat ?	PLISSEMENT NW.SE 2 ^e phase (Asturienne) intéressant le Cristallophyllien hercynien.	
NAMURIEN OU DINANTIEN	EROSION			SECONDE OROGENIE DU CYCLE HERCYNIEU PLISSEMENT IMPORTANT NW.SE ÉCRASEMENT INTENSE 1 ^e phase intéressant le Cris- tallophyllien hercynien.		
	POUDINGUE des BRESSES	Mylonite de la Valletta - Mollières et de Fremamorta. Conglomérats.	Relief cristallin.			
CYCLE OROGÉNIQUE HERCYNIEU PROBABLE (= CYCLE DE L'ARGENTERA)	DINANTIEN OU PLUS ANCIEN	?	EROSION INTENSE Le massif cristallin est atteint jusqu'au granite. Les produits issus de cette glyptogénèse ne sont pas conservés dans la région.		OROGENIE MAJEURE DU CYCLE HERCYNIEU PLISSEMENT NW.SE	Mise en place du granite de l'Argentera Migmatisation. Métamorphisme général qui at- teint le socle et le rétro-morphose.
		COMPLEXE de la TINÉE COMPLEXE du MALINVERN	Sédimentation d'une série argilo-gréseuse, avec len- tilles calcaires et lits à dé- bris de matériel éruptif.	?		
?	?	?	?	?	?	?
CYCLE OROGÉNIQUE CALÉDONNIEN OU ANTÉ-CAMBRIEN (= CYCLE DE LA VALMASQUE)	?	?	FIN DU CYCLE OROGÉNIQUE DE LA VALMASQUE		OROGENIE MAJEURE DU CYCLE DE LA VALMASQUE Fin du plissement. PLISSEMENT N.S	Le complexe Chastillon-Val- masque forme le socle.
		COMPLEXE de CHASTILLON-FENESTRE	EROSION INTENSE avant le dépôt du complexe de la Tinée. Les produits de cette glyptogénèse ne nous sont pas connus.			?

QUATRIÈME PARTIE

LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES, SECONDAIRES ET TERTIAIRES

INTRODUCTION

Avec la fin des temps primaires s'est terminée l'histoire propre du massif ancien de l'Argentera-Mercantour. Une période de calme s'inaugure; le vieux massif nivelé est progressivement recouvert par les dépôts triasiques et, durant tout le Secondaire, il ne provoque aucune irrégularité dans la sédimentation. Les changements de faciès s'effectuent indépendamment de son relief actuel.

Après l'émersion générale du début du Tertiaire, la transgression nummulitique venant de l'est atteint les régions occidentales et semble bien s'être étendue sur tout le massif ancien. Mais, dès le début de l'Oligocène, l'Argentera-Mercantour surgit à la faveur des mouvements alpins. Immédiatement soumis à l'érosion, il est profondément attaqué et les produits de son démantèlement contribuent à la formation des grès d'Annot.

C'est avec ce terrain que se termine l'histoire sédimentaire de la région. Aucun dépôt marin plus récent n'existe ici.

Les grandes lignes de la stratigraphie mésozoïque et tertiaire sont connues depuis les travaux de Léon BERTRAND. Le lever systématique des feuilles géologiques détaillées de tout ce territoire a permis de redresser des erreurs d'attribution, et d'apporter, en outre, des détails complétant les premières données fournies par cet auteur. Cependant, la région ne se prête pas à une étude stratigraphique fine, du fait de sa pauvreté en fossiles, et aussi, parce que les différentes assises ont été souvent très disloquées lors des mouvements alpins.

Quelque imparfaites qu'elles soient, les observations nouvelles nous conduisent à des vues d'ensemble assez différentes de celles que l'on pouvait évoquer jusqu'ici, en particulier quant à la répartition des faciès au cours des temps secondaires et tertiaires.

Je ne donnerai pas de descriptions stratigraphiques et régionales détaillées, mais seulement les observations locales susceptibles de justifier les modifications apportées aux données paléogéographiques antérieures.

Par ailleurs, ces recherches ont permis une analyse plus précise des dislocations qui ont affecté ces terrains. Dès 1949 [107], nous avons pu, P. FALLOT et moi, mettre en évidence le décollement général de la couverture normale du massif de l'Argentera-Mercantour, qui, poussée vers le S.W., a glissé sur le socle ancien ou sur les termes permien ou werfénien qui en sont solidaires.

Cette série décollée est engagée dans des plissements disharmoniques de grand style qui ont abouti à de véritables chevauchements intéressant les séries du Trias moyen-supérieur, quelquefois du Jurassique et du Crétacé inférieur et moyen, alors qu'au-dessus de ces assises disloquées, le reste des séries crétacées et nummulitiques demeurerait inerte. C'est à ces accidents disharmoniques, d'un type et d'une ampleur inconnus jusqu'ici, que nous avons donné le nom de dislocations intercutanées [108].

Insoupçonnables dans la partie supérieure de la couverture sédimentaire, elles n'apparaissent qu'à la faveur de l'érosion, lorsque celle-ci a atteint les niveaux inférieurs qui ont été le siège des déformations et décollements.

Dans le secteur étudié, les deux principaux accidents de ce type sont situés au nord du dôme de Barrot. Ce sont :

- a. Le chevauchement du Ciavalet dans la vallée d'Auron;
- b. L'écaille intercutanée de Roya dans la vallée du même nom.

L'étude des modalités de cette tectonique spéciale, comme aussi de toutes les déformations nées des phases alpines, sort du cadre de ce travail. Elle fera l'objet d'un ouvrage ultérieur.

Il me paraît toutefois utile de souligner ici quelques points dont la connaissance sera nécessaire pour l'intelligence de certaines particularités stratigraphiques ou paléogéographiques.

1^o Si le siège privilégié des dislocations intercutanées est le Trias moyen et supérieur, j'ai pu constater, en de nombreux points, que des décollements se sont produits aussi à d'autres niveaux entre assises rigides et séries plastiques. Ainsi ces jeux produisent-ils quelquefois le laminage, voire la disparition de certains horizons du Crétacé marneux et, ailleurs, d'extraordinaires épaississements (versant sud du col de Crous par exemple). Des décollements s'observent même dans certains bancs des séries calcaires et y revêtent une ampleur imprévue. Ainsi en est-il dans le Crétacé supérieur au nord du Tournaiet, dans le Jurassique supérieur de la vallée de Pierlas, etc. De tels phénomènes sont de nature à tromper grandement sur la vraie puissance, même de complexes calcaires.

2^o Par ailleurs, et pour la compréhension des vues d'ensemble, je rappellerai que, par le jeu des décollements, l'ampleur du déplacement de la couverture du massif de l'Argentera-Mercantour est de l'ordre de 20 kilomètres. Les sédiments que l'on observe aujourd'hui dans les montagnes dominant la moyenne Tinée ont dû recouvrir originellement le domaine cristallin. Cette notion tectonique qui s'accorde avec l'absence d'indices de rivages au pourtour du massif ancien, peut être considérée comme acquise. On verra qu'elle cadrera fort bien avec les reconstitutions paléogéographiques relatives au Secondaire.

CHAPITRE XV

LE TRIAS

SOMMAIRE

I. — LE TRIAS INFÉRIEUR : WERFÉNIEN

Descriptions régionales sommaires :

A. Bordures ouest et sud du massif de l'Argentera-Mercantour :	Pages
1 ^o Vallée de la Tinée.....	202
2 ^o Vallée de la Vésubie.....	207
3 ^o Vallée de la Roya.....	207
B. Régions avoisinantes :	
1 ^o Bordure nord-est du massif de l'Argentera-Mercantour.....	208
2 ^o Région du dôme de Barrot.....	208
3 ^o Dôme de Barles-Verdaches.....	208
4 ^o Région des Maures et de l'Estérel.....	209
Remarques.....	209

II. — LE TRIAS MOYEN

A. Cargneules inférieures.....	210
B. Calcaires et dolomies du Trias moyen.....	211

III. — LE TRIAS SUPÉRIEUR

A. Cargneules supérieures.....	214
B. Ensemble supérieur.....	215
1 ^o Faciès nord.....	215
2 ^o Faciès sud.....	217
3 ^o Le dôme de Barrot.....	218
Remarques.....	218

Le Trias s'étend largement dans la région étudiée, mais il est difficile sinon impossible d'en établir la stratigraphie par suite des dislocations qui l'ont affecté et de la rareté des fossiles.

Il se présente sous un aspect rappelant les faciès germaniques avec ses trois divisions habituelles :

Trias inférieur;

Trias moyen;

Trias supérieur.

Le *Trias inférieur* principalement gréseux, correspond au Werfénien. Il débute par des couches à cailloux de quartz ou un conglomérat peu épais suivi de grès, quelquefois quartziteux, et d'arkoses. Sa partie supérieure est formée par des schistes et des pélites rouges ou vertes. La puissance de l'étage varie de 0 à 200 mètres.

Le *Trias moyen* comporte en général de la base au sommet :

- a. Des dolomies et calcaires en plaquettes jaunes séparées par des lits schisteux verdâtres; des cargneules jaunes et des dolomies vacuolaires.

L'ensemble est désigné, par P. BORDET, sous le nom de *cargneules inférieures*;

- b. Des calcaires et dolomies terminés par des marno-calcaires jaunes suivis de calcaires bleus lités; des marno-calcaires sombres et schistes noirâtres coupés de plaquettes calcaires.

Cet horizon repère fournit des dents et écailles de poissons. Il est suivi par des cargneules du Trias supérieur.

Vu la rareté des fossiles, il est impossible de dater exactement ces diverses couches dont la puissance totale varie de 0 à 300 mètres.

Le *Trias supérieur* est souvent désigné sous le nom de *cargneules supérieures*; c'est par excellence le niveau des cargneules à grandes masses de gypse.

Il comporte, en outre, à sa partie supérieure, soit des *marnes bariolées* associées à des niveaux plus ou moins gréseux ou psammitiques, soit des schistes noirs à lits charbonneux et grès fins ou grossiers avec traces végétales.

La présence d'*Equisetum mytharum* permet d'y préciser la présence du Keuper moyen. Mais, vu les jeux tectoniques, il est aussi impossible d'en observer une coupe complète que d'évaluer sa puissance.

Nous donnerons seulement un bref aperçu de ces différentes formations du Trias qui seront étudiées en détail dans un mémoire de M. RICOUR, actuellement en préparation.

Les trois subdivisions du Trias lithologiquement distinctes, jouent des rôles tectoniques très différents.

I. — LE TRIAS INFÉRIEUR : WERFÉNIEN

(pl. 5, fig. 1)

Le Werfénien affleure très largement autour des deux massifs anciens de l'Argentera-Mercantour et du dôme de Barrot.

Il repose tantôt sur le Permien, tantôt directement sur le Cristallophyllien.

DESCRIPTIONS RÉGIONALES SOMMAIRES

A. — BORDURE OUEST ET SUD DU MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR

Le Werfénien est, dans l'ensemble, assez constant sur toute la bordure occidentale du massif; cependant il manque en plusieurs points, sans doute parce que les reliefs primaires ne se trouvaient pas complètement détruits lors du dépôt de ses grès.

Nous avons vu que le Permien a été plissé avant le Werfénien, mais la discordance angulaire, rarement observable, n'est nette que sur les flancs des plis, il y a concordance ou accordance sur la voûte des anticlinaux ou au cœur des synclinaux.

Nous étudierons quelques coupes typiques et noterons ensuite les variations qui sont, du reste, faibles.

1. — VALLÉE DE LA TINÉE

a. Région de Saint-Étienne-de-Tinée

Le long de la route de Demandols, un peu en aval du pont Saint-Victor, on peut relever d'aval en amont la coupe suivante, où les grès sont redressés à la verticale et reposent sur l'amphibolite du couvent de Saint-Étienne.

Werfénien inférieur 30 à 40 mètres

1. — Grès lités.....	environ 10 mètres
2. — Grès tendres à cailloutis, stratification entrecroisée.....	3 à 4 —
3. — Grès blancs lités avec, vers la base, un banc à patine verte.....	4 —
4. — Grès blancs quartziteux avec mouchetures de limonite, tendres vers le bas.....	4 —
5. — Grès à patine jaune, à cassure blanche, en bancs de 0,30 à 0,60.....	3 —
6. — Grès rouges fins, sériciteux, en bancs de 0,20 à 0,40 avec ripple-marks.....	6 à 8 —
7. — Grès plus massifs en gros bancs avec ripple-marks.....	2 —

Werfénien supérieur 20 à 25 mètres

8. — Grès fins, rouge sombre, lités, à aspect pélitique, en bancs de 0,10.....	10 —
9. — Lits gréseux fins, verdâtres (pélites), sériciteux, plissotés, avec ripple-marks.....	4 —
10. — Lits alternants de grès fins sériciteux de 1 à 2 centimètres et de grès plus marneux en bancs de 0,20, à stratification oblique.....	2,50 —

Cargneules inférieures

12. — Calcaires et dolomies jaunes en plaquettes et sables.....	5 —
13. — <i>Cargneules</i> .	

Les niveaux 1 à 7 sont attribués ici au Werfénien inférieur. Les grès fins rouges ou verdâtres 8 à 11, souvent pélitiques, sont l'équivalent des pélites rouges rapportées au Werfénien supérieur au dôme de Barrot (voir p. 208).

Ces deux ensembles mesurant ici respectivement de 20 à 40 mètres et 20 à 25 mètres sont remarquablement constants, comme faciès, sur tout le pourtour du massif cristallin; l'épaisseur de chacun d'eux est toutefois variable.

Le Werfénien inférieur admet fréquemment à sa base des conglomérats à galets de quartz, laiteux ou roses. Parfois, au contact des schistes cristallins rubéfiés, l'horizon inférieur comporte des grès rougeâtres micacés avec galets de quartz anguleux, et de tourmalinite. Les grès contiennent souvent des feldspaths (microcline ou oligoclase). Lorsque ceux-ci sont abondants la roche devient une arkose.

La stratification entrecroisée est fréquente uniquement dans les niveaux à grain grossier et notamment dans le niveau 2 qui atteint 10 à 15 mètres. Très tendre, il est souvent sableux.

Le banc à patine verte du niveau 3 est généralement un grès sériciteux très fin et passe localement à un quartzite fin.

Le niveau 4, à mouchetures de limonite, très typique, peut avoir 10 à 15 mètres d'épaisseur. Le grès se délite facilement en esquilles bien caractéristiques; il peut également, comme le niveau 2, devenir sableux. De fines passées dolomitiques ou plutôt de sable à ciment dolomitique s'y intercalent localement. La série se termine par une alternance de grès grossiers et schistes fins en proportion variable.

Le Werfénien supérieur est caractérisé par des grès très fins à aspect pélitique, lités. Son épaisseur est de 25 à 50 mètres, au plus.

La coupe-type donnée ci-dessus ne se retrouve pas toujours complète.

L'ensemble inférieur est le plus constant et le plus apparent parce que, résistant à l'érosion, il forme relief ou falaise. Mais, selon les points, sa puissance varie largement de 0 à 100 mètres, voire même 150 mètres.

Ce qui en est le plus aisément visible et le plus caractéristique, ce sont les grès blancs mouchetés et les arkoses.

Quant au Werfénien supérieur, il est, dans la vallée de la Tinée, moins apparent. Les reliefs en sont atténués et souvent herbeux. Quelquefois il paraît manquer, de sorte que les cargneules reposent directement sur les grès blancs. Mais cette lacune n'est pas nécessairement stratigraphique.

Nous verrons, en effet, que c'est selon les couches supérieures du Werfénien et selon certaines assises du Trias moyen, que se sont produits de vastes décollements. Il est donc probable que, souvent, l'absence des horizons pélitiques du Werfénien supérieur provient d'une suppression mécanique.

b. Haute vallée de la Tinée (amont de Saint-Étienne-de-Tinée)

Je n'ai pas fait d'étude détaillée de cette région qui se trouve en dehors des limites de mes levés; cependant, à l'occasion de coupes de raccord, j'ai observé qu'au nord du petit massif de la Roche Iglère-cime d'Anelle, le Werfénien se réduisait sensiblement.

Au nord du torrent de Saint-Dalmas-le-Selvage, au revers sud du grand éperon de Las Planas, le Trias inférieur n'est représenté qu'en deux points, dans le vallon de la Combe, par 3 à 4 mètres de grès blancs surmontés immédiatement par les cargneules inférieures, sans intercalation de Werfénien supérieur.

Le Trias inférieur réapparaît au revers nord de Las Planas, vers Bouziéyas, à partir du vallon de Frandière. Épais de 10 à 15 mètres au plus, il est représenté par son faciès de grès grossiers blancs à cailloutis de quartz localement conglomératiques. Les pélites supérieures sont inexistantes ou réduites à 2 ou 3 mètres.

Plus au nord, encore dans la région même de Bouziéyas, le Trias a dû se déposer, mais il se trouve soit supprimé par faille, soit caché sous le fluvio-glaciaire.

Le mont des Fourches dominant au sud-est le camp des Fourches comporte un Werfénien bien développé. Le contact des gneiss avec les conglomérats de base est bien visible. Ceux-ci sont en bancs lenticulaires, minces, à stratification entrecroisée, et totalisent environ 4 à 5 mètres. Plus au nord, dans la même crête, se développent des faciès gréseux parfois altérés en sables.

Le contact du Werfénien et du Cristallophyllien est entamé par le torrent en tête du ravin de Salsa Maourema. Bien qu'à l'amont et notamment dans le versant gauche (S.W.) du bassin, le massif cristallin s'ennoie largement sous le Trias inférieur, ce dernier manque localement vers l'est.

Soit par érosion, soit par ablation mécanique, soit aussi parce que les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires sont assez étendus, la partie supérieure de l'étage est peu visible, ici, et paraît souvent très réduite.

Plus à l'E.S.E., dans le périmètre du massif cristallin, le Trias a été déjà délimité par L. BERTRAND. Il est bien représenté vers la Tortissa au nord-ouest du lac de Vens où il mesure une trentaine de mètres.

Son complexe inférieur comporte des grès blancs lités à dragées de quartz rose et des grès eux-mêmes roses. Vers le col de Fer, il est réduit ou absent, ce qui est dû, au moins en partie, à une ablation mécanique.

L'horizon supérieur, pélitique, est peu épais à la Tortissa, mais plus développé 1,5 kilomètre plus à l'est, dans la cime des Blancias. Il y admet des passées de lits dolomitiques par lesquels s'amorce la transition aux cargneules.

c. Vallée de la Tinée (aval de Saint-Étienne-de-Tinée)

Le Werfénien forme à mi-pente sur le versant droit de la Tinée, une falaise plus ou moins bien individualisée depuis Saint-Étienne-de-Tinée jusqu'à l'aval de Saint-Sauveur-sur-Tinée, limitant ainsi le massif ancien. Son épaisseur est irrégulière et peut atteindre 100 à 150 mètres. Son faciès est assez constant.

Dans la vallée de Roya⁽¹⁾, il est affecté de plis droits ou déversés (fig. 31). Surtout constitué

⁽¹⁾ Le lecteur aura vu sur la carte — mais il peut être utile de le préciser — qu'il y a trois Roya dans la région. Le *vallon de Roya* et le hameau du même nom dont il est question ici, le ruisseau et le lieu-dit de *Roya* dans le massif du Barrot et la *Roya* qui descend du col de Tende — et qui est un fleuve puisqu'elle se jette dans la Méditerranée, près de Vintimille.

de grès et arkoses roses ou blanches assez grossières, il réalise un ensemble homogène et ne comporte que de très rares passées fines. Sa puissance est d'environ 200 mètres, peut-être plus, dans la cime 2 001 à l'E.S.E. du col de Blainon; vers l'ouest, elle se réduit, et à hauteur de Roya, elle n'est plus que de 40 à 50 mètres. Les niveaux grossiers diminuent; la série apparaît là régulièrement litée. Les schistes et pélites supérieurs ne mesurent que quelques mètres.

Il n'est pas inutile d'ajouter que sur le Trias moyen, un horizon de Keuper, gréseux et parfois souvent verdâtre, règne dans la région de Vignols et vers la Tête de Ciamia, et que son faciès risque de le faire confondre avec le Werfénien.

Au versant gauche de la Tinée, le Trias est pincé dans le Cristallophyllien en une série de

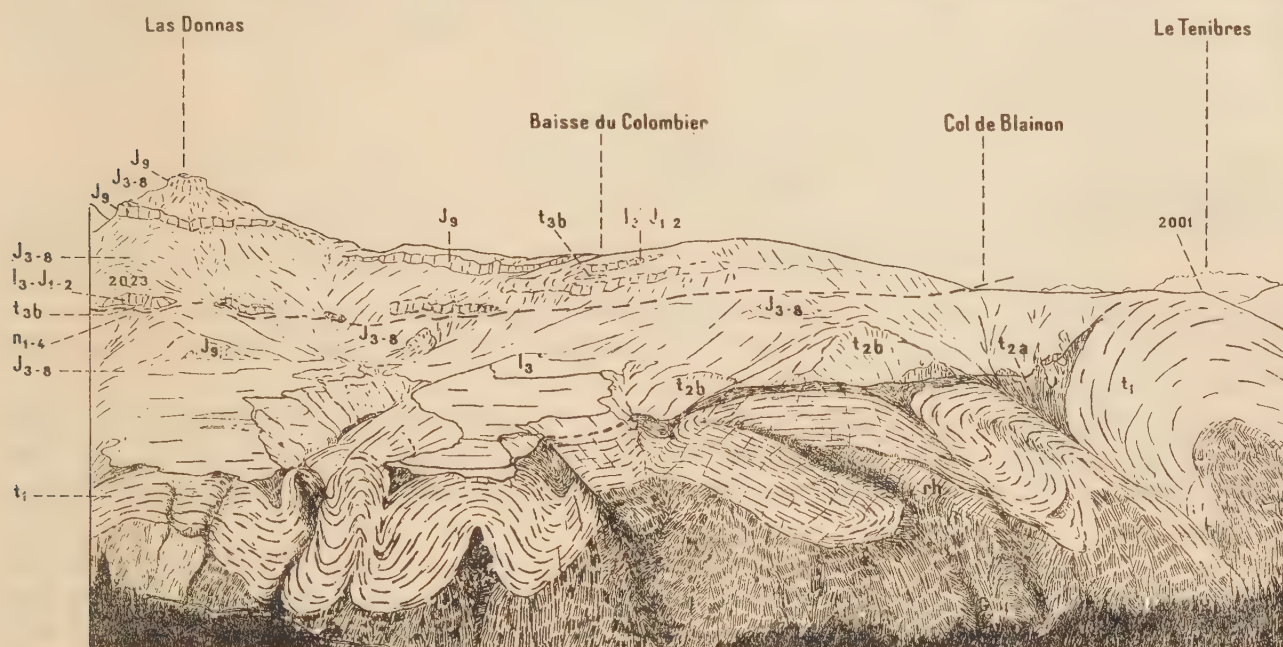


Fig. 31. — Panorama de la région au nord de Roya

n_{1-4} : Néocomien	t_3 : Trias supérieur
j_9 : Malm calcaire	t_{3b} : Trias moyen : calcaire
j_{3-8} : Malm marneux	t_{2a} : Trias moyen : cargneules
$l_{3-j_{1-2}}$: Lias-Dogger	t_1 : Werfénien
	rh : Série d'Auron : Permo-houiller
	G : Cristallophyllien

synclinaux déversés qui se relayent du vallon de Rabuons à celui de La Blache. Le Werfénien, avec seulement 10 ou 15 mètres d'épaisseur, est surtout représenté par le faciès des grès blancs soit à dragées de quartz rose, soit à mouchetures limoniteuses. Les schistes supérieurs n'ont que quelques mètres ou bien manquent.

Plus à l'est, à l'intérieur même du massif cristallin, le Werfénien comporte seulement 10 mètres de grès blanc et 1 ou 2 mètres de pélites rouges; il forme, avec le Trias moyen, le cœur du synclinal couché de la Cima Sespoul, entre le vallon de la Guercia et celui de Chastillon.

d. Région entre Saint-Sauveur-sur-Tinée et Valdeblore

Sur l'ancienne route de Rimplas on relève la coupe détaillée suivante, de bas en haut :

Werfénien inférieur

1. — Grès grossiers à cailloutis de quartz rose avec lits de conglomérats de quartz blanc de 0,30.....	12 mètres
2. — Grès arkosique gris-vert.....	6,40 —
J. U. 437202.	7 c

3. — Grès blanc.....	3,10 mètres
4. — Grès calcaires dolomitiques roux à galets de quartz.....	0,60 à 0,70 —
5. — Grès feuilletés roses.....	3,30 —
6. — Grès-arkosiques blancs à stratification entrecroisée.....	0,60 —
7. — Grès roses à passées calcaréo-dolomitiques rousses et grès blancs, à stratification entrecroisée, passant à des grès mouchetés.....	7,70 —
8. — Grès roses et pélites rouges.....	7 —
9. — Grès à cailloutis passant aux grès à stratification entrecroisée fins.....	2,50 —
9 bis. — Grès fins sans stratification.....	2,50 —
10. — Conglomérat à galets de quartz.....	1 —
11. — Grès fins, verts.....	4 —
12. — Conglomérats.....	4,50 —
13. — Grès-quartzites fins verdâtres.....	3 —
14. — Grès à mouchetures limoniteuses.....	4,50 —
15. — Sables et grès sableux blancs.....	9 —

Werfénien supérieur

16. — Grès lités fins, roses, passant à des pélites.....	1 à 2 —
17. — Pélites rouges.....	15 —
Au total pour l'ensemble du Werfénien.....	70 à 80 —

Les niveaux 16 et 17 sont attribuables au Werfénien supérieur.

Le Trias inférieur montre donc, ici, des faciès plus variés qu'à Saint-Étienne, en particulier les niveaux calcaréo-dolomitiques de l'horizon 4.

On retrouve sur la route nationale, immédiatement à l'aval de l'embranchement de la route de Marie, une coupe analogue. La couche calcaréo-dolomitique est située au milieu du tunnel. Les pélites supérieures sont plus puissantes. Elles atteignent 50 mètres, peut-être épaissies tectoniquement.

Au nord-est de Saint-Sauveur, le Werfénien, monotone, est représenté au Cluot de Malamet et au mont Girauda par des grès et des arkoses roses ou blanches, semblables au Permien gréseux dont il est difficile de les séparer. Seule la présence de grès blancs mouchetés de rouille permet, par similitude de faciès, de rapporter certains affleurements au Trias.

A l'est, entre les vallons de Millefont et de Gasc, au nord du col de Vejas, le Werfénien manque; ce sont les cargneules inférieures ou les calcaires du Muschelkalk qui reposent directement sur le gneiss ou le Permien. Il ne semble pas que l'on puisse attribuer cette absence, à une ablation tectonique. Les grès de base, puis les pélites supérieures réapparaissent rapidement vers le sud-est sous les plis couchés du Trias moyen de la Testa Cariglieria.

Au Baus de la Frema, 2 kilomètres plus à l'est, le Werfénien repose indifféremment sur le gneiss ou le Permien. Ce dernier, plissé en un synclinal droit, supporte le Trias inférieur sub-horizontale (fig. 27 et 28, p. 172-173), la discordance est voisine de 90°.

Au revers ouest du col nord du Baus de la Frema, la coupe est la suivante (fig. 32) :

Sur les gneiss :

Werfénien inférieur	
1. — Grès blancs quartziteux à dragées de quartz rose.....	20 à 25 mètres
2. — Grès grossiers violets avec passées de pélites rouges.....	0,50 —

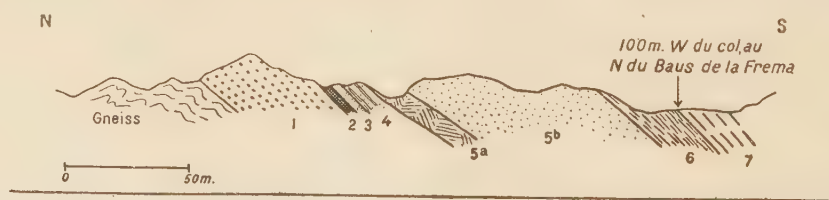


FIG. 32. — Coupe de Werfénien au revers ouest du col nord du Baus de la Frema
Légende dans le texte
(Échelle approximative)

3. — Grès quartzeux gris.....	1 à 2 mètres
4. — Grès à pélites rubanées.....	2,50 —
5. — Grès à stratification entrecroisée (6 m) passant vers le haut à des grès roux mouchetés.	50 —
Werfénien supérieur	
6. — Pélites rouges et grès fins.....	20 —
7. — <i>Cargneules inférieures.</i>	

En comparant cette coupe avec la précédente prise sur le Chemin de Rimplas, nous voyons ici, pour le Werfénien inférieur, un ensemble plus homogène avec deux masses de grès blanc (1 et 5), séparées par des horizons lités à pélites rouges. Je n'y ai pas observé de niveaux calcaréo-dolomitiques. Le Werfénien supérieur conserve son faciès pélitique rouge.

2. — VALLÉE DE LA VÉSUBIE

Le Werfénien du Baus de la Frema se poursuit jusque non loin de Saint-Martin-Vésubie, mais il disparaît vers l'aval. En effet, sur la rive gauche de la Vésubie, le Trias transgressif, reposant normalement sur le gneiss ou le Primaire, débute par les cargneules inférieures, sans que l'on puisse attribuer la lacune du Werfénien à des ablations tectoniques : il ne s'est pas déposé.

Nous le retrouvons par contre 5 kilomètres plus au sud, à hauteur de Belvédère. Il est dès lors régulièrement représenté sur toute la bordure sud du massif ancien, où il surmonte le Permien.

Son épaisseur varie de 25 à 100 mètres, mais son faciès reste remarquablement constant avec, à sa base, des grès plus ou moins grossiers à quartz rose, localement conglomératiques. Au-dessus, viennent des grès blancs souvent à stratification entrecroisée avec cailloutis, voire même à galets de quartz rose; puis apparaissent les grès à mouchetures limoniteuses bien développés, ne comportant que rarement les horizons calcaréo-dolomitiques analogues à ceux de Rimplas. Les niveaux sableux sont sporadiques.

Le Werfénien supérieur est toujours constitué de schistes et grès pélitiques rouges dont l'épaisseur varie de 5 à 15 mètres.

3. — VALLÉE DE LA ROYA

C'est à la vallée de la Roya que se limite notre étude et nos observations n'ont porté que sur la région comprise entre la Valmasque et la Béonia, au nord, et le vallon de Cairos au sud.

Le Werfénien s'y poursuit, toujours sous un faciès analogue. Il débute soit par un conglomérat à quartz rose ou blanc, soit par un niveau d'arkoses roses ou vertes qui ressemblent beaucoup à celles du Permien, dont il est alors très difficile de les séparer.

Les grès blancs à quartz rose et les grès à taches limoniteuses sont bien développés et admettent fort peu de niveaux fins. Les bancs à stratification entrecroisée sont plus fréquents qu'à l'ouest. L'ensemble est plus grossier que dans la vallée de la Tinée; son épaisseur varie de 0 à 150 mètres.

Les pélites et schistes rouges du Werfénien supérieur qui sont toujours liés aux grès blancs peuvent atteindre 50 mètres.

Mais si le Werfénien présente un faciès d'ensemble très constant et est relativement épais dans le vallon de la Ceva et au versant droit de la vallée de la Roya, où il peut atteindre 150 mètres, vers le nord, existe tout un secteur où il ne s'est pas déposé. Ce secteur embrasse la pointe de Viole, la pointe de la Corne de Bouc, une partie du vallon de la Miniera entre Tetto Novo et la mine de Valauria. Mais on retrouve le Werfénien, avec ses grès blancs mouchetés à stratification entrecroisée, aux cimes nord et sud du Bego et sous le Trias moyen de Cianvraireo, dès la vallée de la Valaurretta. Plus au nord, le Werfénien manque de nouveau dans l'épaulement nord-est de la cime de Paracuerta, mais existe, assez puissant, dans le vallon del Sabbione à moins de 1 kilomètre.

Le territoire sans Werfénien est donc exigu et l'on ne peut envisager l'idée qui viendrait

à première vue, et qu'ont exprimé les auteurs anciens, que cette « île » embrassait toute la partie est du massif cristallin actuel.

B. — RÉGIONS AVOISINANTES

1. — BORDURE NORD-EST DU MASSIF DE L'ARGENTERA

Elle se trouve en Italie, je n'ai pu en faire une étude systématique.

Le Werfénien, très réduit, s'observe au nord-est du col de Pourriac, dans la vallée de la Ferriera, jusque un peu en aval de Bersezio, dans la vallée de la Stura.

Dans la vallée même de la Stura, les cartes italiennes n'indiquent pas de Werfénien. Il manque, en effet, de Bersezio à Vinadio, mais immédiatement au nord du village entre les gneiss et le Trias moyen s'intercalent 1 à 2 mètres de grès ou arkoses écrasés qui pourraient être rapportés au Trias inférieur.

Dans la vallée du Gesso, à l'ouest d'Entraque à la Testa l'Aia, quelques mètres de grès blancs mouchetés sont aussi attribuables au Werfénien.

Ce n'est qu'aux abords de la Rocca del Abisso, vers le sud-est, dans la vallée del Sabbione et au lac Vej del Bouc que le Trias inférieur se retrouve; il rejoint alors celui du versant français que nous venons d'étudier.

Mais pour tout ce vaste secteur où la bordure sédimentaire est débitée en écailles plus ou moins laminées, il est possible que l'absence du Werfénien soit due en certains points à une ablation mécanique ou qu'il soit masqué par des accidents tectoniques.

Toutefois dans la haute vallée de la Stura entre Sambuco et Bersezio l'étude des contacts montre que le Werfénien n'a pas été enlevé tectoniquement : il ne s'y est pas déposé.

2. — RÉGION DU DÔME DE BARROT

Cette région a été étudiée récemment par P. BORDET [54]. Nous résumerons brièvement ses observations.

Il distingue dans le Trias inférieur deux termes : à la base les arkoses blanches, au sommet les pélites rouges.

Les arkoses constituent une épaisse formation blanche, conglomératique, à stratification entrecroisée. Les galets sont généralement des quartz blancs parfois de grosse taille (plusieurs K kg), mais il existe des éléments aberrants : bois silicifié (de provenance inconnue), tourmalinite et grès à tourmaline.

Cet ensemble admet des intercalations de niveaux fins et psammitiques qui se trouvent souvent en fragments remaniés dans les conglomérats.

Les arkoses renferment, à la ferme de Cautet dans les gorges de Daluis, des *Equisetum* spécifiquement indéterminables.

Les pélites rouges terminent le Werfénien et présentent un faciès assez semblable à celui du Permien du Barrot. Elles comportent des ripple marks et des mud-cracks à la surface de leurs bancs. En outre P. BORDET signale que sur l'une de ces dalles pélitiques il existait autrefois à la sortie nord des gorges de Daluis, des empreintes de pattes de grands vertébrés.

Enfin, sa carte montre que le Werfénien n'est pas représenté dans la région de Rigaud. Cet auteur admet un laminage tectonique; mais on peut se demander si, en fait, il n'y avait pas là une lacune stratigraphique.

3. — DÔME DE BARLES-VERDACHES

E. HAUG signale, ici, la présence de grès attribuables au Werfénien et reposant sur le Houiller de Verdaches près Barles.

« Le Werfénien débute par un poudingue à éléments de grosseur variable passant vers le

haut à un grès siliceux jaunâtre en gros bancs compacts alternant à la partie supérieure, avec des grès à grain fin, feuilletés et lustrés. Certaines couches montrent des ripple-marks.

« Leur épaisseur est de 75 mètres ».

4. — RÉGION DES MAURES ET DE L'ESTÉREL

Le Werfénien décrit par P. BORDET se présente sous son faciès classique d'arkoses blanches, roses ou verdâtres. Ces roches contiennent des galets (quartz et rhyolite) ne formant pas, en général, de conglomérat homogène. En outre on observe à Bagnols-en-Forêt des concrétions de gypse rouge et des galets à facettes avec patine désertique.

Ces divers caractères évoquent, pour P. BORDET, un climat franchement désertique.

L'épaisseur du Werfénien varie de 5 à 35 mètres.

Le faciès du Werfénien supérieur à pélites rouges ne semble pas différencié ici.

* * *

REMARQUES

Le Trias inférieur montre donc une remarquable constance de faciès dans toute la région étudiée, mais il varie beaucoup de puissance. Le fait saillant, du point de vue de la géologie régionale, est son absence dans certains secteurs où n'ont pu jouer ni ablation antérieure au Trias moyen, ni suppression mécanique lors des mouvements alpins et où l'on est obligé de conclure qu'il ne s'est pas déposé.

La dernière chaîne hercynienne n'était pas complètement nivelée et, dans la vaste plaine où sont venus s'étaler les dépôts continentaux, grès et cailloutis, des zones (représentées, pl. 3 et pl. 6, fig. 1) ont formé des reliefs qui émergeaient encore et qui ne furent enfouis que plus tard. Ils ont sans doute contribué à alimenter en quartz et feldspath les grès et arkoses.

La présence de cailloux à facettes et de gypses, bien que trouvés beaucoup plus au sud, dans la région de l'Estérel, évoque pour le climat de cette époque un type plus aride ou même désertique contrastant avec celui du Permien dont les formations rouges évoquent, elles, un climat tempéré et humide.

Mais, si le climat indique des influences désertiques, les sédiments ne peuvent être attribués, ici, à d'anciens sables dunaires consolidés. Ces éléments grossiers n'ont pu être transportés par le vent.

En outre, dans toute la région, les grès présentent, à divers niveaux, des cailloutis à stratification entrecroisée qui semblent bien d'origine torrentielle ou tout au moins fluviale.

La présence des ripple-marks est fréquente, notamment dans les niveaux à grain fin. Les faciès calcaréo-dolomitiques incitent à penser que, dans ces zones d'épandage, l'eau devait stagner et former des lacs temporaires plus ou moins étendus. Mais je n'ai pas observé de formations gypseuses; en revanche on a vu que P. BORDET en signale au pourtour du massif des Maures.

Le Werfénien supérieur marque un retour au climat rubéfiant humide analogue à celui du Permien. Aux éléments grossiers succèdent des apports rouges et très fins. Les derniers reliefs sont aplanis ou enfouis. Ainsi s'achève le démantèlement du vieux massif. La pénéplaine « hercynienne » est, cette fois-ci, réalisée par les efforts conjugués de l'érosion et du remblaiement. La subsidence que l'on peut invoquer pour le Permien ne joue plus pour le Trias inférieur.

C'est sur cette *surface werfénienne* que va s'étendre la première incursion de la mer, avec le début du Trias moyen. Une ère de calme s'ouvre et le vieux massif perdra son individualité jusqu'à l'Oligocène.

La constance de faciès du Werfénien que nous voyons aux abords du massif de l'Argentera caractérise le Trias inférieur sur des espaces immenses.

Ses grès plus ou moins roses à cailloutis de quartz rose, ses grès mouchetés de limonite, on les retrouve toujours pareils à eux-mêmes jusque dans les Pyrénées, dans les régions extra-alpines d'Espagne, dans la zone subbétique⁽¹⁾. Avec une prédominance du faciès blanchâtre moucheté, je les ai aisément reconnus dans le Rif espagnol et français.

En revanche le faciès du Werfénien est sensiblement différent dans les parties plus internes des Alpes occidentales où il semble surtout constitué de quartzites blancs de grain plus fin et de moindre puissance. Cette différence n'est d'ailleurs pas absolue. En effet, dans la zone bétique où le Trias moyen et supérieur revêt le faciès marin alpin, les conditions de dépôt du Werfénien inférieur ont sans doute été très analogues à celles qui régnerent à ce moment dans le domaine subalpin ou espagnol extra-alpin.

Cette uniformité de faciès implique des conditions de dépôt et climatiques non moins uniformes. Conditions de dépôt disons-nous, et sans doute aussi nature des terrains anciens qui fournirent le matériel des grès. Un problème de détail est posé par la constance des mouchetures limoniteuses qui se retrouvent dans tous ces grès werféniens et ne se retrouvent que là. S'il s'agissait de débris de magnétite ou d'oligiste, leur répartition serait limitée aux abords de certains massifs, car tous n'ont pu en fournir.

On peut se demander s'il ne s'agit pas d'anciennes mouchetures, de pyrite altérée ou de chalcopryrite. On sait qu'en beaucoup de points le Werfénien comporte des traces de cuivre qui y est venu sous forme de sulfure.

Peut-être s'agit-il d'un phénomène analogue à mettre en rapport avec la minéralisation, souvent diffuse, du Trias. Toutefois, dans le cas des grès et quartzites mouchetés, une localisation si particulière semble peu conciliable avec cette interprétation.

C'est presque un truisme que de souligner ces points. Mais ayant évoqué au sujet du Permien les réflexions que suggère la constance de ses faciès, il m'a paru utile de souligner combien, durant les temps werféniens qui prolongent immédiatement les temps permien, les problèmes paléogéographiques et paléoclimatologiques se trouvent posés dans des termes similaires, au moins dans les domaines où le Werfénien n'est pas envahi par les faciès d'évaporation.

II. — LE TRIAS MOYEN

Cet étage complexe affleure très largement dans toute l'étendue de la région étudiée ainsi que l'indique la carte hors-texte. Son rôle tectonique est capital, comme nous le verrons. Mais, par suite des dislocations importantes qu'il a subies et de sa pauvreté en fossiles il n'est pas possible d'en établir la stratigraphie dans une série normale, puisqu'il est toujours décollé par rapport au Werfénien. Cependant on peut y reconnaître différents termes lithologiques, comme nous l'avons vu p. 202.

A. — CARGNEULES INFÉRIEURES

Les pélites du Werfénien supérieur admettent vers le haut des intercalations de calcaires dolomitiques en plaquettes jaunes qui deviennent de plus en plus abondantes et passent à des calcaires dolomitiques lités avec intercalations de schistes sériciteux verts. Cet ensemble est surmonté par des cargneules jaunes. Le passage peut être très brusque, suivant les régions, mais l'absence des horizons intercalaires est peut-être d'origine tectonique. L'épaisseur stratigraphique de ces cargneules est inconnue. C'est à leur niveau que se sont produits les décollements et, par suite, elles se trouvent enrichies ou étirées.

⁽¹⁾ Dans ces régions, je ne saurais négliger l'extension des formations werféniennes à gypse et sel, mises en évidence par Martin SCHMIDT; mais celles-ci ne semblent apparaître qu'après le dépôt du complexe gréseux par lequel débute l'étage. En somme le Werfénien pélimitique subalpin est peut-être à mettre en parallèle avec le Werfénien gypso-salin et bariolé de la Méditerranée occidentale.

Leur faciès est constant aussi bien autour du dôme de Barrot qu'autour du massif de l'Argentera.

Localement, on observe du gypse; mais il est difficile de savoir s'il y est interstratifié ou s'il y a migré, à partir d'un autre horizon.

B. — CALCAIRES ET DOLOMIES DU TRIAS MOYEN

Les calcaires sont le seul niveau repère daté du Trias moyen.

Le tableau, page 219 résume la répartition de leur faune; faune, en vérité, assez pauvre, mais qui, pour P. FALLOT et P. BORDET [54] «serait à rapporter au Muschelkalk», sans précision. Tous ces gisements sont situés dans la région de Guillaumes et à la cime de Pra, au nord du dôme de Barrot. Par contre, j'ai découvert un autre gisement dans la région orientale, mais sa faune est indéterminable; son seul intérêt c'est qu'il semble contenir des Diplopores, comme nous le verrons plus loin.

P. FALLOT [98] donne la coupe suivante, prise à l'est du pont des Roberts (sud-est de Guillaumes); de bas en haut :

- | | |
|--|------------------------|
| a. Calcaire dolomitique bleu sombre (dans ces bancs se différencient localement des calcaires cariés et des cargneules grises sans continuité) | 50 mètres |
| b. Calcaires lités bleu sombre dont quelques bancs portent des pistes peu nombreuses et où certains lits sont fossilifères..... | épaisseur non précisée |

La faune citée par cet auteur comporte notamment : *Coenothyris vulgaris*, *Hoernesia* sp., *Myophoria* gr. de *goldfussi* ou *costata*, *Enantiostreon* cf. *difforme*. Ces fossiles se trouvent dans le Haupt Muschelkalk d'Allemagne.

Enfin signalons la présence de niveaux à entroques dans les calcaires (b).

Ces calcaires (b) et notamment les niveaux à pistes sont assez constants dans toute la région étudiée, le faciès dolomitique (a), qui l'accompagne le plus souvent, peut envahir toute la série. Il est impossible de suivre les variations de faciès au sein des plis dont est affecté cet ensemble.

Dans la vallée du Cians il semble que toute la série, mesurant 200 mètres d'épaisseur, soit dolomitique. Dans la région de Guillaumes, à la partie supérieure des calcaires (niveau b) existent des calcaires jaunes en plaquettes alternant avec des marnes grises feuilletées à débris de vertébrés dans lesquelles P. FALLOT n'a pu identifier que des écailles et dents de *Gyroleptis* et *Acrodus lateralis* Ag., formes qui ne permettent pas plus de dater ce niveau que *Lingula tenuissima* qui les accompagne.

P. BORDET, dans son mémoire sur le dôme permien du Barrot, ne donne aucune coupe des calcaires et dolomies du Trias moyen, il indique seulement :

« Ce sont des calcaires jaunâtres, gris ou noirs, localement dolomitiques; ils se débitent en gros bancs parfois séparés par des lits marneux et contiennent même des récurrences cargneuliques (nord du moulin de Beuil); on y reconnaît les structures noduleuses ou vermiculées classiques dans cette formation ».

Si nous nous reportons d'autre part à la coupe de la cime de Pra donnée par cet auteur en 1944 [51], le Trias moyen et supérieur serait représenté par :

- | | |
|---|---------------|
| 13. — Calcaires jaunes et cargneules. | |
| 12. — Dolomies grises et jaunes avec banc de grès blanc à patine rouge..... | 50 mètres |
| 11. — Dolomies tendres en gros bancs. | |
| 10. — Cargneules. | |
| 9. — Calcaires noirs avec bancs à <i>Myophoria</i> | 10 — |
| 8. — Cargneules et dolomies tendres..... | 40 — |
| 7. — Dolomies ou calcaires dolomitiques..... | 10 — |
| 6. — Cargneules jaunes..... | 30 — |
| 5. — Dolomies inférieures..... | 40 — |
| 4. — Cargneules inférieures..... | très variable |
| 1 à 3. — Trias inférieur. | |

Or, dans son mémoire de 1950, P. BORDET attribue les niveaux 6 à 13 au seul Trias supérieur; les dolomies inférieures 5 représenteraient alors les calcaires et dolomies du Trias moyen.

Il me semble, quant à moi, que les calcaires noirs avec bancs à *Myophoria* seraient à conserver dans le Trias moyen.

En outre la liste des fossiles donnée par P. BORDET [51, p. 240] pour le niveau 9 est tout à fait analogue à celle du niveau (b) de la coupe P. FALLOT avec : *Myophoria goldfussi*, *Enantiostreon difforme*, *Coenothyris vulgaris*, *Encrinus liliiformis*.

Nous aurions donc :

Pour le Trias supérieur : les niveaux 10 à 13.

Pour le Trias moyen : les niveaux 4 à 9 (compris).

Mais il peut y avoir des redoublements dans la succession des dolomies et cargneules de la coupe de P. BORDET.

1. — VALLÉES DE LA TINÉE ET DE LA VÉSUBIE

Les calcaires et dolomies s'observent dans la vallée de la Tinée où, replissés ou étirés, ils ne m'ont jamais fourni de fossiles. Ils n'appellent aucune observation spéciale. Cependant, au nord des lacs de Vens, des *Gyroporelles* ont été signalées par L. BERTRAND.

Dans la vallée de la Vésubie à l'est de Saint-Martin-Vésubie s'y intercalent des niveaux sili-
ceux mais qui ont perdu toute trace organique, s'ils en ont jamais eue.

2. — VALLÉE DE LA ROYA : VALLONS DE CAÏROS ET DE LA MINIERA

L'étude de ces régions n'étant pas terminée, nous ne donnerons qu'un très bref aperçu.

Deux faits me paraissent importants :

a. *La faune et le faciès du Trias se rapprochent du type briançonnais.*

On constate, en particulier, la présence de niveaux à Algues qui sont probablement des Diplopores (indéterminables) et des traces de Polypiers.

b. *La variation d'épaisseur est extrêmement rapide, passant de 0 à 300 mètres.*

Malheureusement, la complexité des dislocations rend le travail difficile et je n'ai pas encore pu établir une coupe complète du Trias moyen de ces régions.

L'étude microscopique⁽¹⁾ des calcaires du vallon de Caïros montre, d'une part, des calcaires micro-oolithiques à débris roulés et perforés par des algues et, d'autre part, des calcaires à débris sans oolithes, mais encore plus ou moins dolomitisés : faciès qui dériverait de formations récifales.

Y sont conservés des Foraminifères en mauvais état, *Placopsilina*, *Textilaria*, des traces de Polypiers. Aucun de ces restes ne permet de préciser un âge.

* * *

En Italie, au revers nord-est du massif de l'Argentera-Mercantour, des abords de Bersezio au Col del Sabbione, le Trias moyen est assez régulièrement représenté, bien que réduit tectoniquement. Les cargneules inférieures reposent, le plus souvent, directement sur les gneiss. Les calcaires et dolomies, d'un faciès tout à fait analogue à celui de la vallée de la Tinée, semblent avoir subi un

⁽¹⁾ Ces roches ont été aimablement étudiées par M. Pierre MARIE.

laminage et sont observables seulement dans la vallée de Ferriera et, de place en place, dans les vallées de la Stura et du Gesso d'Entraque.

* * *

REMARQUES

Le Trias moyen dont nous venons de citer quelques types se prête mal à des subdivisions et encore moins à des parallélismes avec les successions classiques des séries germaniques ou alpines.

Le seul ensemble cohérent, les calcaires et dolomies, encadré par les formations dites Cargneules inférieures et Cargneules supérieures, n'est pas assez fossilifère. Il semble, toutefois, que l'on puisse le rapporter au Haupt Muschelkalk d'Allemagne. Si cette attribution est valable et si l'on veut tenter des comparaisons, il faut admettre que le niveau à dolomies jaunes en plaquettes et les cargneules qui les accompagnent représentent le Wellenkalk et le Groupe de l'Anhydrite⁽¹⁾.

Dans l'ensemble, assez massif, des calcaires et dolomies, les bancs à pistes appellent quelques remarques.

On sait que ces traces ambiguës ont été diversement baptisées ou interprétées (pistes, fucoïdes, pseudo-fucoïdes). M. LUGEON pense qu'il s'agit de déjections d'Holoturies.

Cette formation est bien connue dans les Alpes orientales où elle correspond à un faciès de l'Anisien. On l'y appelle Wurstelkalk. Martin SCHMIDT⁽²⁾ a montré que dans le bassin méditerranéen, ce faciès, qui est largement réparti, apparaît à l'Anisien supérieur et se répète dans le Ladinien.

Dans le secteur étudié ici, les calcaires à pistes n'apparaissent que localement, autour du dôme de Barrot et, à l'est, au nord du vallon de Cairos, mais ne sont que rarement bien caractérisés. Si nous leur appliquons les normes rappelées ci-dessus, ils ne semblent pas pouvoir être rapportés au Virglorien, car le Trias moyen débute dans la région par le complexe cargneulique inférieur : nous serions donc conduits à admettre qu'ils sont ici ladinien.

Quoi qu'il en soit, c'est par ce faciès que se montre la première analogie avec le Trias alpin.

Une analogie plus marquée, déjà soulignée par W. KILIAN et L. BERTRAND, est fournie par l'apparition fugace et locale de Gyroporelles, au nord du massif ancien, dans la région de Vens. Dans le vallon de Cairos, c'est-à-dire vers le sud-est, la présence de certains Polypiers et de Diplopores indéterminables évoque aussi des communications aisées avec la mer « alpine » qui devait se trouver plus ou moins loin à l'est. Mais en ce qui me concerne, je n'ai pas encore trouvé de Gyroporelles. Par ailleurs, plus au nord, dans les crêtes du Scandail-Corne du Bouc qui séparent le vallon de Cairos de celui de la Miniera, des recherches détaillées ne m'ont pas permis de récolter de traces déterminables susceptibles de souligner une parenté biologique plus étroite avec le bassin alpin. Toutefois, le faciès des séries calcaréo-dolomitiques de toute cette région n'est pas sans rappeler certaines dolomies des abords italiens de la zone briançonnaise. Mais là abondent les Algues et c'est leur présence qui confère son vrai caractère à ces sédiments rapportés par nos confrères italiens à la nappe du Grand Saint-Bernard. Il ne faut donc pas conclure trop catégoriquement à des liaisons paléogéographiques et fauniques directes qui ne sont que possibles.

⁽¹⁾ Il n'est guère possible de tenter ici un parallélisme avec les étages du faciès alpin. Les auteurs ne sont même pas d'accord pour établir leurs équivalents avec ceux du type germanique. Le Muschelkalk est dans leurs textes tantôt l'équivalent de l'Anisien, tantôt du Ladinien, tantôt des deux.

⁽²⁾ M. SCHMIDT. — Fossilien des Spanischen Trias. *Abh. d. Heidelberger Ak. d. Wissenschaften Math. Naturw. Kl.*, 22 Abhandlung, 1935, p. 22.

M. SCHMIDT. — Probleme in der Westmediterranen Kontinental Trias u.s.w. *Géol. Méditerran. Occid.*, vol. III, *Géologie des chaînes bétiques et subbétiques*, n° 3, part. 2, 1937.

III. — LE TRIAS SUPÉRIEUR

C'est, par excellence, l'étage des décollements, aussi n'en connaît-on ni la composition exacte, ni l'épaisseur, sauf quant à sa partie supérieure qui, en général, reste liée au Lias et forme la base de la série décollée.

Le Trias supérieur se divise ainsi en deux parties :

- 1° Un ensemble inférieur formé de cargneules et de gypse : c'est le niveau dit des *cargneules supérieures*.
- 2° Un ensemble supérieur qui se présente sous deux faciès :
 - a. Un faciès nord caractérisé par les *marnes bariolées*;
 - b. Un faciès sud ou de Valdeblore comportant des calcaires dolomitiques en plaquettes jaunes, des grès et marnes noires avec niveau charbonneux.

On doit à M. RICOUR la découverte d'*Equisetum mytharum* au sud de Saint-Sauveur et dans la région de Valdeblore. Le Keuper moyen ferait donc partie de cet ensemble supérieur.

Dans la région du dôme de Barrot, P. BORDET a distingué une série un peu différente où il n'a pas fait de subdivision. Nous l'étudierons dans un paragraphe particulier.

A. — LES CARGNEULES SUPÉRIEURES

Ce complexe se développe au-dessus des calcaires et dolomies du Trias moyen.

Il est formé par des cargneules et dolomies jaunes, souvent vacuolaires, dans lesquelles s'intercale, à un ou plusieurs niveaux indéterminés, du gypse ou de l'anhydrite associé à des marnes noires. Les bancs lités de dolomie ne forment que des horizons de 1 à 2 mètres de puissance.

Cet ensemble engagé dans les dislocations ne présente aucune succession lithologique convenablement observable. Le gypse est toujours très irrégulièrement réparti et peut former des amas considérables, comme dans la Vésubie.

M. GIGNOUX [161] a remarquablement souligné le rôle du gypse dans les Alpes françaises et sa facilité à migrer, sous l'effet des compressions. Mais, il me semble que cette irrégularité de répartition puisse provenir aussi d'une cause originelle : la lagune où se déposait le gypse ne couvrirait probablement pas la totalité du territoire embrassé. Ça et là, existaient, des sortes de bassins subsidents où le gypse s'est accumulé, créant déjà des inégalités auxquelles se sont ajoutés ensuite les effets de la tectonique de décollement à celle propre aux terrains salifères.

Il est pratiquement impossible d'étudier ces formations à gypse sur le terrain où toute trace de stratification disparaît.

J'ai pu examiner une galerie qui les a traversées sur près de 800 mètres. Elle est située entre la Tinée et le Var, un peu au sud du territoire embrassé par la carte hors texte. Elle conduit les eaux de la Tinée à l'usine d'Egleros.

Le tracé de l'ouvrage est à peu près perpendiculaire à un petit chevauchement qui comporte à sa base du Trias supérieur.

Le relevé de détail en a été confié à M. J. FABRE, du B.R.G.G., qui a bien voulu me communiquer ses résultats. En plusieurs points, des niveaux bien stratifiés montrent l'alternance de lits très fins, marneux, noirs ou dolomitiques, et d'anhydrite. Certaines de ces zones se suivent sur 50 à 60 mètres, voire 100 à 150 mètres, régulièrement inclinées vers le nord. Elles sont évidemment séparées par des secteurs fort confus où tout est bouleversé, contourné, les lits dolomitiques ne formant plus que des lentilles éparses. Le toit de la série est particulièrement chaotique.

Mais le fait que le litage ait été régulièrement conservé sur d'assez grandes épaisseurs, montre

que si cette anhydrite a servi de lubrifiant au charriage, elle s'est mue en bloc, et que son épaissement local représente avant tout une accumulation stratigraphique.

Quoi qu'il en soit de cet exemple, il est certain qu'en bien des points l'absence du gypse résulte vraisemblablement d'une action mécanique.

B. — ENSEMBLE SUPÉRIEUR

Il est, en général, tectoniquement lié au Lias et cette disposition permet une étude plus détaillée; cependant les bonnes coupes sont rares et les niveaux fossilifères le sont encore beaucoup plus.

Rappelons qu'il se présente sous deux faciès dont la limite est constituée par une ligne sinueuse partant à peu près du mont Gravières, dans la vallée de la Tinée, et passant au nord de Beuil et au nord de Guillaumes. Au sud de cette ligne et à l'ouest de Beuil, s'étend la région du Barrot que nous étudierons dans un paragraphe particulier.

1. — FACIÈS NORD, DIT DES « MARNES BARIOLÉES »

Cet ensemble est assez variable et les marnes sont souvent accompagnées ou remplacées par des grès.

Deux coupes du faciès typique des « marnes bariolées » peuvent être étudiées dans les environs de Saint-Étienne-de-Tinée et d'Auron.

a. *Coupe selon le ravin au nord-est du plateau d'Auron* (aboutissant à la Tinée peu à l'aval du point coté 1 090) [fig. 33] :

5. — b. Argilites rouge lie-de-vin.....	20 mètres
a. Brèche calcaire contenant quelques éléments dolomitiques roulés du Trias moyen et du quartz, avec lentilles d'argilites rouges.....	2,50 à 3 —
4. — Argilites vertes, dolomitiques à leur base.....	2,50 à 3 —
3. — Calcaires dolomitiques jaune pâle, riches en pyrite.....	5 à 8 —
2. — Calcaires cristallins verts et rouges peut-être à entroques.....	3 à 4 —
1. — Zone à débris de cargneules, calcaires du Trias moyen.	

M. RICOUR attribuerait le niveau 5 au Rhétien, les niveaux conglomératiques étant fréquents à cet étage. Le Trias supérieur serait donc représenté par les niveaux 1 à 4.

En l'absence de fossiles, je me range à l'opinion de cet auteur. Cependant, on serait tenté de maintenir dans le Trias le niveau 5 des argilites. Sur le terrain, il est très rare d'avoir une coupe

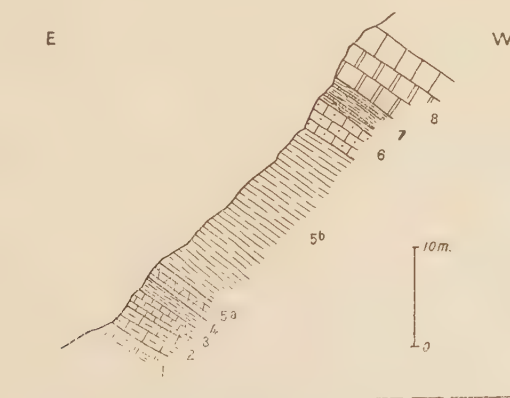


FIG. 33. — Coupe du Trias supérieur du ravin au N.E. du plateau d'Auron

Légende dans le texte
(Échelle approximative)

claire de cet ensemble et tout ce faciès bariolé est bloqué sur les cartes sous la mention « marnes bariolées » Keuper-Rhétien.

Le niveau des cargneules de base comporte souvent des intercalations de gypse.

b. *Coupe 2 kilomètres à l'ouest d'Auron, au revers sud de la crête portant la cote 2 065 (nord-ouest du Castellar) [fig. 34] :*

6. — Dolomies marneuses jaune-ocre.	3	mètres
Argilites vertes.	0,50	—
5. — b. Argilites rouge lie-de-vin à la partie supérieure, jaune, et gris vert à la partie inférieure.	25	—
a. Brèche calcaire à éléments anguleux à la partie supérieure, roulés à la partie inférieure.	2	—
4. — Dolomies marneuses noires se débitant en plaquettes.	2	—
3. — Argilites gris foncé.	8	—
2. — Calcaires lités alternativement gris et ocre, et dolomies jaunes en plaquettes.	5	—
1. — Cargneules et gypses avec lits dolomitiques affleurant sur 30 mètres.		

La base de la coupe n'est pas visible.

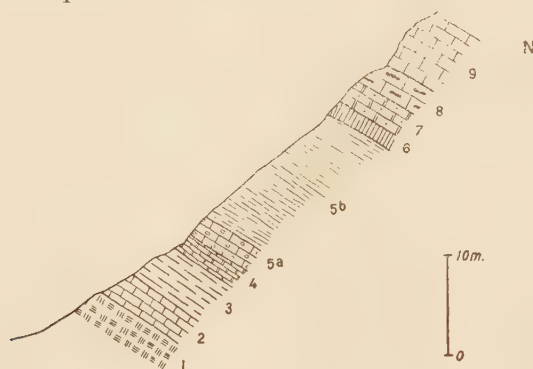


FIG. 34. — Coupe revers sud de la croupe portant la cote 2065 (N.W. du Castellar)
Légende dans le texte p. 216 et 223
(Échelle approximative)

Cette série est très analogue à la précédente, aussi attribuerons-nous également le niveau 6 au Rhétien, bien que ce soit discutable.

Ce faciès est constant, comme nous l'avons dit, dans la partie nord de la région étudiée, et souligne d'une manière admirable tous les accidents tectoniques.

Dès le revers nord de la baisse du Colombier le type des marnes bariolées se charge en niveaux détritiques verts ou blancs, qui se développent vers le sud.

c. *Dans toute la région de Roya, que ce soit dans l'autochtone ou dans l'écaille intercutanée, la partie supérieure du Trias montre, sous les calcaires du Lias et de haut en bas :*

3. — Calcaire dolomitique à patine jaune en plaquettes.	10 à 15	mètres
2. — Schistes gréseux ou grès en plaquettes bariolés; pélites ou argilites rouge lie-de-vin; grès verts ou blancs, parfois grossiers.	1 à 30	—
1. — Calcaire dolomitique jaune, riche en pyrite, et cargneules jaunes.	1 à 5	—

L'épaisseur de ces niveaux est extrêmement variable par suite des étirements tectoniques qu'ils ont subis et certains d'entre eux peuvent manquer; la série n'est jamais complète.

L'horizon supérieur 3 doit, sans doute, être rapporté au Rhétien par comparaison avec les coupes de la région d'Auron. Les pélites rouges ont une position douteuse.

Au nord-ouest de Roya, dans la croupe portant la cote 2 023, le Trias de la base de l'écaille intercutanée [108] présente, en certains points, un faciès rappelant celui des calcaires noduleux roses et rouges d'Auron (voir coupe § a, 2°).

d. *Plus au sud, dans la région de Vignols*, les niveaux gréseux, verts ou blancs, souvent grossiers, accompagnent constamment les dolomies à patine jaune en plaquettes et les cargneules. Les horizons fins, rouges, sont de plus en plus rares.

Au nord de Guillaumes et au nord-est de Beuil (tête de Ciarnaja), les marnes bariolées sont mieux représentées, mais il s'y intercale également des bancs de grès à patine rousse ou des grès mouchetés.

2. — FACIÈS SUD, OU DE VALDEBLORE

Ce faciès est celui de toute la région de Valdeblore et de la vallée de la Tinée en aval de Saint-Sauveur.

Il est caractérisé par des schistes noirs à niveaux charbonneux et des « grès à roseaux ».

La meilleure coupe que l'on puisse relever se trouve au sud du mont Raja dans la commune de Valdeblore, où, sous le Rhétien, à *Avicula contorta*, on observe les niveaux suivants, de haut en bas (fig. 35) :

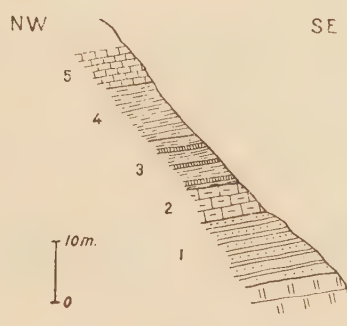


FIG. 35. — Coupe au sud du Mont Raja (nord de Valdeblore)

Légende dans le texte p. 217 et 224

(Échelle approximative)

- | | |
|--|----------|
| 2. — Alternances de calcaires dolomitiques jaune clair en bancs de 2 à 3 mètres d'épaisseur, et d'argilites vertes à cassure conchoïdale | 5 mètres |
| 1. — Grès gris clair ou foncé, avec couches de schistes noirs à empreintes végétales et niveaux charbonneux | 10 — |

Certains lits de grès montrent des sols de végétation fossile. Les schistes noirs, ayant fourni *Equisetum mytharum* HEER, sont attribuables au Keuper moyen.

La base de la série repose sur des calcaires dolomitiques du Trias moyen. Toutefois, ici, la succession n'est pas normale mais tectonique, et la base du Trias supérieur manque.

M. RICOUR en a décrit une coupe analogue à la précédente, bien visible sur la route de Rimplas [272].

On y trouve également des *Equisetum*, mais la série est, ici aussi, incomplète. La partie inférieure du Trias supérieur et le Trias moyen sont tectoniquement réduits, voire même supprimés par laminage.

Vers le sud dans la vallée de la Tinée (région de la Courbaisse), au toit des gypses et cargneules de la galerie de l'usine d'Egleros, on observe des schistes et grès gris à empreintes végétales, il ne semble pas y avoir de niveaux charbonneux, mais aucune coupe complète ne peut être relevée du fait des dislocations qui ont affecté cet ensemble.

Dans la vallée de la Vésubie règne sans doute le même faciès; j'ai pu observer avec G. SUTER au revers nord du Castel Viel, sur la rive droite de la Vésubie, des grès fins gris et des schistes noirs avec niveaux charbonneux surmontant du gypse et des cargneules.

Vers l'est de la Vésubie, je n'ai pas retrouvé le niveau charbonneux, mais au revers est de

la cime de Raus, le Trias supérieur admet des grès roux à empreintes végétales. Bien qu'aucune trace de plantes ne soit déterminable, on peut assimiler cet horizon à celui des « grès à roseaux ».

Vers l'ouest, il semble que ce faciès s'étende jusque vers Beuil. Il est, en tout cas, visible à Pierlas.

3. — LE DÔME DE BARROT

P. BORDET bloque tout le Trias supérieur sous le terme de « cargneules supérieures », terme que nous avons réservé seulement à la partie inférieure du Keuper.

Cet auteur en donne la coupe suivante [54, p. 11], prise à la cime de Pra :

5. — Dolomies avec bancs de grès blanc, dolomies et cargneules.....	40 mètres
4. — Calcaires noirs à <i>Myophoria</i>	10 —
3. — Cargneules et dolomies.....	40 —
2. — Calcaires dolomitiques.....	10 —
1. — Cargneules-jaunes.....	30 —

Pour P. BORDET, cette coupe représenterait le Keuper privé de son gypse, qui normalement se trouverait associé aux cargneules du niveau 3.

Nous avons vu que le niveau des calcaires noirs à *Myophoria* (4) est à rapporter au Trias moyen. Le Trias supérieur se réduit donc à l'horizon 5, c'est-à-dire aux dolomies avec bancs de grès blancs.

Les grès de la partie supérieure sont de teinte variable et parfois conglomératiques; ils représentent sans doute l'équivalent de notre série supérieure.

* * *

REMARQUES

Le Trias supérieur de la région étudiée montre bien, comme l'indiquait J. RICOUR, des analogies étroites avec le Keuper germanique et le Keuper provençal.

Toutefois, nous ne possédons comme repère stratigraphique que le « grès à roseaux » et seulement dans la vallée de la Tinée. Si donc une partie de cet ensemble est attribuable au Keuper moyen, il n'est pas possible de savoir si le Keuper inférieur ou supérieur sont représentés et si ce que nous groupons sous la mention « Trias supérieur » est l'équivalent exact du Keuper.

En effet, à sa partie supérieure, il passe insensiblement au Rhétien, très rarement daté.

Sa limite inférieure est encore plus imprécise puisqu'il est toujours séparé des calcaires et dolomies du Trias moyen par un contact anormal.

Quoi qu'il en soit, dès le début de cette période, au régime marin du Trias moyen succèdent, dans toute la région, des dépôts lagunaires caractérisés par le gypse et les cargneules; le sel n'apparaît que plus au sud du Var, dans le Trias du Vial.

Puis, tandis que des influences marines s'ébauchaient vers le nord (calcaire d'Auron), au sud, la région se trouva temporairement exondée (sol de végétation); le bord de la lagune se couvrit d'une flore suffisante pour donner ensuite des niveaux charbonneux. Certains grès plus grossiers impliquent la proximité de formations émergées, riches en quartz : Werfénien ou Cristallin.

Ainsi, durant le Trias, et particulièrement vers la fin du système, se sont produits des changements suffisants pour faire émerger des étendues assez considérables.

On ne peut toutefois pas parler de phase tectonique, mais d'instabilité.

FAUNE ET FLORE DU TRIAS DE LA RÉGION ÉTUDIÉE (1)

TRIAS INFÉRIEUR

Equisetum sp.

Ferme du Cantet (Gorges de Daluis).

Empreintes de pas de vertébrés visibles autrefois à l'entrée nord des gorges de Daluis

TRIAS MOYEN

	Ouest Guillaumes 960,6/208,5	Route de Bouchanières 961,5/208,9	Route de Bouchanières 961,55/208,9	Nord Guillaumes 962,1/210,3	Nord Guillaumes	S. E. Cime de Pra 966,9/204,4	Ouest Cime de Pra 966,5/204,4	Est Pont des Roberts 963,9/207,1
INVERTÉBRÉS								
LAMELLIBRANCHES								
<i>Myophoria</i> cf. <i>goldfussi</i> ALB. em. BRONN.....						+	+	+
<i>Myophoria</i> sp.....						+		+
<i>Enantiostreon</i> difforme v. SCHLOTH.....						+	+	+
<i>Hoernesia</i> socialis v. SCHLOTH.....								+
<i>Hoernesia</i> sp.....								+
<i>Homomya</i> alberti VOLTZ.....					+			
<i>Anomia</i> sp.....	+			+				
<i>Mytilus</i> sp.....	+							
GASTÉROPODES								
<i>Loxonema</i> sp.....								+
<i>Omphaloptycha</i> sp.....						+		
<i>Trypanostylus</i> sp.....						+	+	
BRACHIOPODES								
<i>Coenothyris</i> cf. <i>vulgaris</i> v. SCHLOTH.....						+	+	+
<i>Lingula</i> tenuissima BRONN.....		+			+			
CRINOÏDES								
<i>Encrinus</i> liliiformis v. SCHLOTH.....					+			
<i>Encrinus</i> cf. <i>liliiformis</i> v. SCHLOTH.....						+	+	
<i>Encrinus</i> sp.....								+
VERTÉBRÉS								
POISSONS								
<i>Acrodus</i> lateralis AG. (dents).....				+				
<i>Hybodus</i> aff. <i>plicatilis</i> AG. (dents).....					+			
<i>Paleobates</i> angustissimus AG. (= <i>angustus</i> E. E. SCHMIDT) [dents].....						+	+	
<i>Gyrolepis</i> sp. (écailles).....		+	+					
REPTILES SAUROPTÉRYGIENS								
<i>Nothosaurus</i> mirabilis MUNST. (1 dent).....					+			

Fossiles récoltés par P. BORDET, P. FALLOT, A. FAURE-MURET, J. RICOUR.

Détermination de P. FALLOT, J. RICOUR et R.-P. DE SAINT-SEINE (Poissons et Reptiles).

TRIAS SUPÉRIEUR

Equisetum mytharum HEER. — Deux gisements, seulement, sont connus :

Nord de Saint-Dalmas de Valdeblorre, 989/209.

Route de Nice à Saint-Sauveur, aux environs du point coté 459, aval
embranchement de la route de Valdeblorre.

(1) Coordonnées Lambert (anciennes), carte au 1/20.000 St-Étienne-de-Tinée et Puget-Théniers, édition 1933.

CHAPITRE XVI

LE JURASSIQUE

	Pages
INTRODUCTION.....	222
I. L'INFRA-LIAS : RHÉTIEN-HETTANGIEN	
RÉGION OCCIDENTALE :	
1° <i>Faciès nord</i>	222
<i>a.</i> Coupe du ravin nord-est d'Auron.....	223
<i>b.</i> Coupe du revers sud de la crête portant la cote 2065.....	223
2° <i>Faciès sud</i>	223
RÉGION ORIENTALE.....	224
* * *	
REMARQUES.....	225
II. LE LIAS ET LE DOGGER	
RÉGION OCCIDENTALE :	
<i>Études régionales sommaires :</i>	
1° Région Saint-Étienne-de-Tinée-Auron.....	226
2° Vallon de Roya.....	227
3° Région de Vignols.....	230
4° Région de Péone-Guillaumes.....	230
5° Région de Pierlas.....	232
6° Région de Saint-Sauveur-sur-Tinée.....	234
7° Couverture du dôme de Barrot.....	235
RÉGION ORIENTALE.....	237
RÉGIONS AVOISINANTES.....	237
* * *	
REMARQUES.....	237
III. LE MALM	
RÉGION OCCIDENTALE :	
<i>A. Faciès dauphinois</i>	242
1° Série type entre Saint-Étienne-de-Tinée et le Mounier.....	243
2° Répartition de la série du Malm à faciès dauphinois.....	245
<i>B. Faciès provençal</i>	245
<i>a.</i> Passage du faciès dauphinois au faciès provençal.....	246
1° Région de Pierlas-Saint-Sauveur.....	246
2° Aux abords ouest de Saint-Martin-Vésubie.....	248
<i>b.</i> Faciès provençal (<i>s. str.</i>).....	248
RÉGION ORIENTALE.....	249
RÉGIONS AVOISINANTES.....	250
* * *	
REMARQUES.....	250

INTRODUCTION

Après le Trias, au cours duquel se font sentir les derniers échos de l'orogénie hercynienne, le Jurassique ouvre une période de calme et une tout autre histoire commence. La sédimentation devient entièrement marine et se poursuivra ainsi jusqu'à la fin des temps crétacés.

Le Jurassique est bien développé dans toute la région à l'ouest de la Tinée, avec des faciès marneux et calcaires plus ou moins fossilifères; par contre, vers l'est, en bordure sud du massif de l'Argentera-Mercantour, il se réduit considérablement; à partir de la Vésubie il devient entièrement calcaire ou dolomitique, sans fossiles. Il est alors impossible de préciser les étages qui s'y trouvent représentés.

Nous distinguerons donc une zone occidentale à l'ouest de la Vésubie et une zone orientale à l'est.

Comme l'a déjà indiqué L. BERTRAND, les faciès dauphinois, les terres noires, encore typiques dans la fenêtre de Barcelonnette (vallée de l'Ubaye), se chargent progressivement de niveaux calcaires vers le sud. Mais le changement de faciès ne s'effectue pas au même endroit pour tous les horizons. Il s'effectue par groupes d'étages. On peut ainsi distinguer trois ensembles :

I. L'Infra-Lias;

II. Le Lias-Dogger;

III. Le Malm.

Nous les étudierons successivement.

I. — L'INFRA-LIAS

RHÉTIEN. — HETTANGIEN

RÉGION OCCIDENTALE

Le Rhétien est connu dans la vallée de la Tinée et du Cians, depuis L. BERTRAND [36] qui y signala la présence de lumachelle à *Avicula contorta*, mais, selon cet auteur, cet étage ne serait représenté que vers le sud. L'Hettangien serait formé de calcaire clair dolomitique sans fossiles.

L'Infra-Lias est effectivement mal daté. Toutefois il semble qu'il y ait passage du Keuper à l'Infra-Lias tant au nord qu'au sud, mais, comme pour le Trias supérieur, le Rhétien et une partie de l'Hettangien se présentent sous deux faciès :

Au nord, surtout dans la région d'Auron, c'est le faciès marneux bariolé avec brèche calcaire ou calcaire noduleux passant vers le haut à des calcaires dolomitiques lités jaunes. Ici, le Rhétien continue le Trias supérieur dont il est le plus souvent impossible de le séparer.

Au sud, c'est le faciès des calcaires lumachelliques à patine rousse et des marnes noires, passant vers le haut à des calcaires un peu dolomitiques à patine jaune.

Vers la partie supérieure de l'Hettangien il n'y a plus de faciès distinct entre le nord et le sud. La sédimentation devient assez uniforme, tantôt calcaire, tantôt dolomitique.

1. — FACIÈS NORD

Les coupes données précédemment dans la région d'Auron pour le Trias supérieur se complètent vers le haut par des horizons qui se répartissent comme suit.

a. Coupe du ravin au nord-est d'Auron (fig. 33, p. 215).

Au toit : Calcaires à *Liogrypha arcuata* du Sinémurien.

8. — Calcaires lités sombres.....	5 à 10 mètres
7. — Calcaire dolomitique gris à patine jaune avec lits d'argilites vertes à nodules de quartz noir..	3 mètres
6. — Dolomie jaune plus ou moins gréseuse.....	5 à 6 —
5. — <i>b.</i> Argilite rouge lie-de-vin.....	3 —
<i>a.</i> Brèche calcaire contenant quelques éléments roulés de Trias moyen et de quartz.....	2 à 3 —
1 à 4. — Trias supérieur (p. 215).	

Comme nous l'avons vu, la place des argilites rouges est assez douteuse.

Le niveau 6 représenterait en tout cas le Rhétien, 7 et 8 seraient à rapporter à l'Hettangien et, peut-être à la base, du Sinémurien.

b. Coupe du revers sud de la crête portant la cote 2065 (fig. 34, p. 216).

Au toit : Calcaires à *Lyogrypha arcuata*.

9. — Calcaire lité gris sombre à patine blanche.....	14 à 15 mètres
8. — Calcaire lité à rares silex admettant à la base des lits discontinus, finement bréchoïdes.....	3 à 4 —
7. — <i>b.</i> Calcaires dolomitiques jaune ocre.	
<i>a.</i> Dolomie siliceuse à quartz détritique parfois lité (ensemble).....	5 —
6. — Dolomies marneuses jaunes avec banc d'argilites vertes de 0,50.....	3 à 4 —
5. — <i>b.</i> Argilites rouge lie-de-vin à la partie supérieure, jaune ou gris-vert à la partie inférieure. :	25 —
<i>a.</i> Brèche calcaire à éléments anguleux ou roulés.....	2 —
1 à 4. — Trias supérieur (p. 216).	

Comme dans la coupe précédente, le niveau 5 a une position indéterminée.

6, 7 et 8 correspondraient à l'Infra-Lias, 9 au sommet de l'Hettangien et à la base du Sinémurien.

Au revers nord du Ciavalet, en 964,15/223,6, on observe un minuscule affleurement noduleux marmoréen rose particulier. Il n'est pas sans évoquer le faciès du Hierlatz, mais n'a fourni aucune trace organique. Il est compris entre le Trias bariolé et la base du Sinémurien à Gryphées. Un paquet semblable est lié au Trias bariolé du Ciavalet qui chevauche le Néocomien au sud-ouest du point coté 2 353 (arête Ciavalet-Las Donnas). Ce calcaire, qui n'a pas été retrouvé ailleurs, pourrait appartenir à l'Infra-Lias.

Comme pour le Trias supérieur, le faciès change progressivement vers le sud où ce sont surtout les calcaires dolomitiques jaunes en plaquettes qui dominent.

Dans le vallon de l'Aygue Blanche, au nord-ouest de Guillaumes, P. FALLOT a récolté sur une de ces plaquettes *Dimyopsis Emmerichi* VON BISTRAM (= *Placunopsis intustiata* auct.), du Rhétien-Hettangien.

Ce faciès accompagne toujours le Trias supérieur « bariolé » dans la zone nord, mais il n'a été que très rarement différencié sur les cartes. En effet, par suite des dislocations qui ont affecté la série sous-jacente, les coupes sont généralement très mauvaises et ne montrent guère qu'un ensemble « bariolé » brouillé.

En somme, le régime du Trias supérieur semble s'être poursuivi au début de l'Infra-Lias. Il n'y a, en effet, aucun changement appréciable dans la sédimentation. Mais elle devient cependant plus calcaréo-dolomitique vers le haut, donc plus franchement marine.

2. — FACIÈS SUD

Ici, l'apparition d'une lumachelle succédant aux grès et aux niveaux charbonneux montre un changement très net : une brusque incursion marine.

La meilleure coupe est encore celle de *Valdeblore* où nous avons signalé, plus haut, les grès à roseaux.

Au-dessus du Trias supérieur et sous les calcaires à Gryphées du Sinémurien, on observe (fig. 35, p. 217) :

- | | |
|---|-------------|
| 5. — Calcaires en plaquettes avec débris de lamellibranches. | |
| 4. — Alternance de calcaires dolomitiques jaunes à pâte fine et d'argiles vertes parfois gréseuses en bancs de 5 à 10 centimètres | 4,50 mètres |
| 3. — Alternance de calcaires lumacheliques à patine ocre et de schistes noirs en bancs de 2 à 40 centimètres | 4 à 5 — |
- 1 et 2. — Trias supérieur (coupe p. 207).

Le niveau 3 nous a fourni à J. RICOUR et moi-même *Avicula contorta* Portl., des Pectens et des Lingules indéterminables.

La partie supérieure 4 et 5 de la coupe serait attribuable à l'Hettangien.

Sur la route qui, de la vallée de la Tinée monte vers *Valdeblore*, la partie de la coupe qui est superposée aux plaquettes à *Avicula contorta* montre des faciès un peu différents (fig. 47, p. 23).

- | | |
|---|-------------|
| 6. — Marno-calcaire noir, schisteux | 1,10 mètres |
| 5. — Calcaire à fausses oolites et calcaires marneux | 1 — |
| 4. — Calcaires gréseux lumacheliques | 2 — |
| 3. — Marno-calcaires jaunes à délits noirs | 4 — |
| 2. — Dolomies marneuses jaunes à délits noirs | 6 — |
| 1. — Calcaires dolomitiques jaunes en plaquettes à <i>Avicula contorta</i> alternant avec des marnes noires | 15 à 20 — |
- Trias supérieur.

Ces niveaux 2 à 5 correspondraient à un faciès local de l'Hettangien, 6 serait à rapporter au Lias.

A l'ouest, autour du dôme de Barrot, P. BORDET a signalé le Rhétien-Hettangien sous un faciès constant analogue à celui de *Valdeblore* : il débute par un banc gréseux qui supporte une alternance de calcaires jaunes et de marnes noires ou vertes avec, parfois, un niveau lumachelique à petits Gastéropodes et rares *Avicula contorta*, en particulier au Pra d'Astier et dans la région de Daluis. Dans le ravin de la Couillole, cet auteur indique la présence de bone-beds, ce qui surprend dans le Rhétien de la région et l'on peut se demander s'il ne s'agit pas ici d'un horizon assimilable aux couches triasiques à débris de poissons du nord de Guillaumes, qui sont du Trias.

En outre, le complexe de marnes et dolomies ne représente qu'une partie de l'Infra-Lias. Comme nous le verrons en étudiant le Lias de la région de la cime de Pra (p. 236), l'Hettangien supérieur (zone à *Schlotheimia angulata*) serait sous le faciès calcaire et caractérisé par *Liogryphæa dumortieri*.

Il est même probable que les calcaires stériles ou les calcaires dolomitiques en gros bancs, subordonnés aux couches à Gryphées dans toute la région, sont à rapporter, au moins en partie, à l'Hettangien.

RÉGION ORIENTALE

L'Infra-Lias n'a pas été identifié à l'est de la vallée de la Vésubie. Cependant dans la région de la Causega — au nord du vallon de Caïros — une lumachelle écrasée est associée aux cargneules supérieures. Peut-être doit-on la rapporter au Rhétien.

REMARQUES

En résumé, l'Infra-Lias paraît donc représenté dans toute la région occidentale, malgré sa pauvreté en fossiles.

Comme pour le Trias supérieur, l'Infra-Lias, ou tout au moins sa partie inférieure, se présente sous deux faciès :

Au nord, le faciès bariolé, continuant celui du Keuper, la limite entre ces deux étages est alors tout à fait imprécise. Si les influences marines y sont déjà nettes, les calcaires dolomitiques franchement marins ne se développent qu'à la partie supérieure.

Cette continuité de sédimentation, avec les mêmes conditions de dépôt au Trias et au Rhétien, évoque *mutatis mutandis* la succession alpine.

Au sud, succédant au Trias supérieur lagunaire ou continental, l'Infra-Lias marque une nette incursion de la mer avec les calcaires lumachelliques et les marnes noires. C'est un caractère provençal.

Au cours de l'Hettangien la mer s'établit définitivement, la sédimentation, franchement marine, devient plus uniforme, calcaire ou un peu dolomitique.

II. — LE LIAS ET LE DOGGER

(planche 6, fig. 2)

Le Lias et le Dogger sont généralement, ici, sous le faciès calcaire, réduit, à affinités provençales. Il est différent du type dauphinois classique qui existe en bordure des massifs cristallins externes plus septentrionaux dont le vrai type apparaît dans la fenêtre de Barcelonnette. Cependant, selon une étroite bande comprise entre le Mounier et le dôme de Barrot, le Dogger est plus marneux, évoquant ainsi le faciès dauphinois.

Dans la partie occidentale de la région étudiée, c'est-à-dire entre le Var et la Vésubie, le Lias et le Dogger sont régulièrement représentés. Dans la région orientale et jusqu'à la Roya, il n'est plus possible de les mettre en évidence. Leur existence même pose un problème non encore résolu.

RÉGION OCCIDENTALE

Le Lias est, en fait, assez mal connu ici, car les fossiles y sont rares sauf à la base du système.

Il fait suite en continuité à l'Infra-Lias et débute par des calcaires zoogènes. Très variable en épaisseur, il semble comporter des lacunes, et même le Lias supérieur paraît manquer en certains points. Mais, en général, il passe insensiblement au Jurassique moyen et la limite entre ces deux étages est impossible à définir nettement, en l'absence de faunes.

Le Dogger suit assez fidèlement les variations de puissance du Lias. Le Bajocien peut être absent, en particulier lorsque le Lias supérieur ne s'est pas déposé (région du Ciavalet).

Division adoptée

Le Lias

Dans la région où il est le plus complet, entre le Mounier et le dôme de Barrot, on peut y définir deux termes, savoir :

a. Lias inférieur.

Il débute par des calcaires à Gryphées du Sinémurien et, peut-être, de la partie supérieure de l'Hettangien. Cet horizon, le seul daté, est remarquablement constant dans toute la région occidentale. Son épaisseur varie de 15 à 60 mètres.

b. Lias moyen-supérieur.

Au-dessus de la série inférieure viennent des calcaires lités, parfois à entroques, et des calcaires sombres, noirs en sections, plus ou moins riches en silex noirs, avec intercalations de lits marno-calcaires. Cet ensemble est attribué au Lias moyen (*pro parte*) et supérieur, mais sans preuves paléontologiques rigoureuses. Ces niveaux varient de 0 à 100 et même 150 mètres d'épaisseur.

Le Dogger est relativement fossilifère, mais il n'est pas possible d'en dater tous les horizons sur une même coupe. Plus calcaire au nord, plus marneux au sud du Mounier, il ne se prête pas à la distinction de coupures lithologiques ou paléontologiques. Sa base même est mal déterminée lorsqu'il surmonte en continuité le Lias; en l'absence d'autres fossiles, les calcaires à *Cancellophycus* sont considérés comme bajociens et forment, en somme, un bon repère.

ÉTUDES RÉGIONALES SOMMAIRES

1. — RÉGION SAINT-ÉTIENNE-DE-TINÉE. — AURON

Dans la région même de Saint-Étienne-de-Tinée et jusqu'au nord du vallon de Saint-Dalmas-le-Selvage, le Lias et le Dogger sont sous le faciès calcaire, réduits à une centaine de mètres. Le plus souvent étiré — ou masqué par le fluvio-glaciaire — cet ensemble n'offre pas de bonne coupe.

Dans la région d'Auron le profil le plus complet que l'on puisse relever se trouve dans la *croupe à l'ouest de Bina* (fig. 36) à l'est de la cote 2 065.

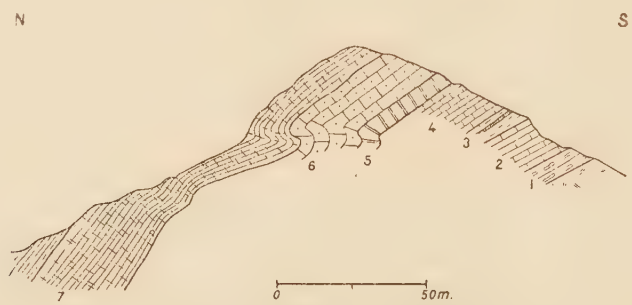


FIG. 36. — Coupe du Lias-Dogger à l'ouest du sommet de Bina

Légende dans le texte
(Échelle approximative)

7. — Calcaires lités gris à <i>Cancellophycus</i> devenant plus marneux à la partie supérieure.....	70 à 80	mètres
6. — Calcaires lités bleus en bancs réguliers de 0,15 à 0,20, stériles, sans silex.....	20	—
5. — Calcaires à patine gris-rose en gros bancs durs, à fossiles siliceux (débris d'Ammonites) ..	4,50	—
4. — Calcaires lités en bancs minces et irréguliers, comportant vers le haut des Gryphées.....	20	—
3. — Calcaires lités sombres avec lits marno-calcaires et un banc à Gryphées.....	7	—
2. — Calcaires sombres lités, gris, à patine blanche.....	14 à 15	—
1. — Calcaires lités à silex.....	3 à 4	—

Les niveaux 1 et 2, correspondant aux horizons 8 et 9 de la coupe (fig. 34 p. 216), représenteraient encore l'Hettangien; les calcaires gris appartiendraient au sommet de l'Hettangien et à la base du Sinémurien.

Les bancs à Gryphées et à débris d'Ammonites siliceuses (3, 4 et 5) constituent le Sinémurien, la couche 6 serait attribuable au Lias moyen-supérieur; elle s'effile rapidement vers l'ouest.

Les calcaires à *Cancellophycus* forment à eux seuls tout le Dogger. Ils s'étendent au revers nord de la croupe et supportent, vers le bas du versant, les marnes noires du Malm.

Un peu au sud du col du Bouchiet, les barres du Ciavalet montrent la coupe suivante (fig. 37) :

5. — Calcaires lités du Dogger à <i>Cancellophycus</i> débutant par un horizon finement détritique.	
4. — Banc à débris d'Ammonites siliceuses plus ou moins roulés et à nodules phosphatés	0,20 mètres
3. — Calcaires massifs comportant vers le haut des Ammonites siliceuses indéterminables	10 —
2. — Calcaires lités bleus à Gryphées et <i>Arietites</i>	30 —
1. — Calcaires massifs sans fossiles	10 —

Dans cette succession, qui totalise ici 50 mètres, environ, le Lias moyen-supérieur ne semble pas représenté, ou correspondrait aux calcaires massifs (3).

Le niveau 4 porte la trace de remaniements. Il y aurait eu une lacune de sédimentation avant le dépôt du Jurassique moyen. A l'est de la cote 2 282 la couche 3 manque, le Dogger repose, par l'intermédiaire du banc phosphaté, sur les calcaires à Gryphées.

Un peu au sud de cette coupe, vers la cime du Ciavalet, les calcaires lités sombres de la partie supérieure du Lias ont fourni *Chlamys* cf. *ambiguus* MUNSTER, fossile qui débute au Toarcien, ce qui fournit un indice intéressant : la lacune du Lias supérieur serait locale.

La vaste dalle faiblement inclinée au nord qui constitue la « crête » du Ciavalet est fracturée par un double système de failles dont résulte une marqueterie d'affleurements de Lias et de Dogger.

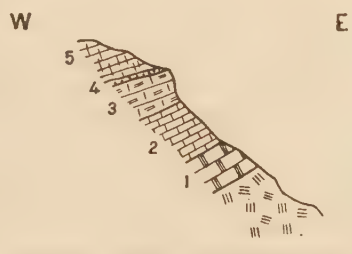


FIG. 37. — Coupe du Lias dans les barres du Ciavalet au sud du col du Bouchiet
Légende dans le texte
(Sans échelle)

Il n'est pas possible de relever une coupe continue du Jurassique moyen qui est ici fossilifère (voir tableau p. 240). La faune recueillie indique la présence du Bajocien et du Bathonien.

En résumé, la région d'Auron nous montre un Lias réduit à 30 ou 60 mètres.

Les calcaires à *Liogryphæa arcuata*, caractéristiques du Sinémurien, sont bien représentés et très constants.

Le Lias moyen-supérieur est réduit à quelques mètres de calcaires lités sans silex ou manque totalement.

L'horizon du Ciavalet, à débris roulés d'Ammonites et nodules phosphatés, semble correspondre à une absence de sédimentation, probablement locale, durant la fin du Lias.

Le Dogger épais de 50 à 70 mètres, est sous le faciès de calcaire lité bleu avec rares lits marneux à sa partie supérieure. Il renferme souvent des *Cancellophycus*.

Le Bajocien (au moins sa partie supérieure) et le Bathonien sont tous deux représentés, mais il est impossible de tracer une limite entre les deux étages.

Vers le sommet, les couches deviennent de plus en plus marneuses, amorçant ainsi le passage aux marnes noires du Malm.

2. — RÉGION DU VALLON DE ROYA

VERSANT NORD

L'autochtone ne fournit aucune coupe cohérente, ni du Lias ni du Dogger. On n'y observe que des calcaires à Gryphées peu épais surmontés par quelques mètres de calcaires lités.

L'écaille intercutanée (voir p. 200) offre un Lias légèrement plus important.

Au nord-ouest de Roya, à l'ouest du point coté 2023 on relève la coupe suivante (fig. 38) :

De haut en bas :

Marnes noires du Malm, en partie glissées.

- | | |
|--|--------------|
| 5. — Calcaires à <i>Cancellophycus</i> apparaissant localement..... | 4 à 5 mètres |
| 4. — Calcaires lités en gros bancs..... | 20 — |
| 3. — Calcaires zoogènes bleus, avec rares Gryphées à la base..... | 60 — |
| 2. — Calcaires dolomitiques à patine jaune en gros bancs..... | 3 — |
| 1. — Marnes feuilletées grises alternant avec des calcaires en plaquettes à patine rousse. | |

Les niveaux 1 et 2 sont attribuables à l'Infra-Lias.

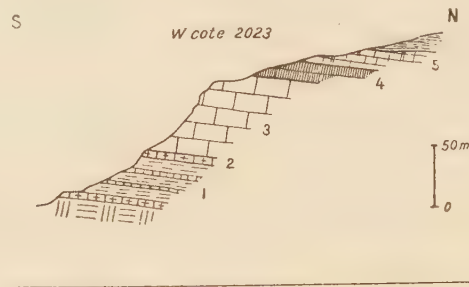


FIG. 38. — Coupe du Lias-Dogger à l'ouest du point coté 2023. — Vallon de Roya
Légende dans le texte
(Échelle approximative)

Le Lias proprement dit, 3 et 4, ne renferme plus de niveaux à silex ; le Sinémurien est représenté par les calcaires à Gryphées, l'horizon 5 supportant le Dogger, appartiendrait au Lias moyen-supérieur.

Le Jurassique moyen est peu épais, mais il est, en partie, masqué par le Malm glissé, ou il a pu être tectoniquement réduit.

Au nord-est, le Lias ne dépasse guère 15-20 mètres d'épaisseur.

Vers le point 965,9/221,4 la coupe s'établit comme suit (fig. 39) :

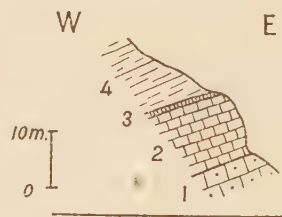


FIG. 39. — Coupe du Lias au N.E. de la cote 2023 (en 965,9/221,4). — Vallon de Roya
Légende dans le texte
(Échelle approximative)

- | | |
|--|----------|
| 4. — Calcaires à <i>Cancellophycus</i> très schisteux du Dogger, recouverts immédiatement par les marnes noires du Malm, souvent glissées. | |
| 3. — Dalle sans Gryphées, à surface granuleuse à débris et concrétions plates phosphatées..... | 2 mètres |
| 2. — Calcaire coquillier à Gryphées avec <i>Arietites</i> indéterminables. <i>Liogryphæa arcuata</i> mut. <i>lata</i> Ziet..... | 15 — |
| 1. — Infra-Lias et Trias. | |

Les Gryphées sont très abondantes à la partie supérieure de la couche 2. Ce niveau appartiendrait donc au Sinémurien et tout au plus au Charmouthien.

Le reste du Lias ne serait représenté que par 2 mètres de calcaires.

La dalle sans Gryphées montre à sa surface des *concrétions plates* curieuses, formées d'encroûtements irréguliers tantôt calcaires, tantôt phosphatés, concentriques, autour d'un nodule phosphaté.

Le développement de ces croûtes phosphatées ainsi que la présence de débris siliceux roulés semble traduire des remaniements et correspond probablement à une absence temporaire de sédimentation, alors que sur le fond de la mer vivaient les organismes indéterminés qui ont provoqué la formation de ces concrétions. Le Lias moyen-supérieur ne paraît pas s'être déposé.

Le Lias calcaire s'observe vers la baisse du Colombier et le col de Blainon. Il est affecté de replis ou de cassures et n'offre aucune coupe stratigraphique tant soit peu continue.

VERSANT SUD

Comme au nord l'autochtone ne fournit pas de bonne coupe dans les environs immédiats de Roya. Il faut aller vers la Tinée, soit sur la serre du Colombet où le Lias-Dogger est réduit à 40 ou 50 mètres, soit *au collet Mattet* où il atteint 80 mètres. Il y est représenté par les niveaux suivants (fig. 40).

Au toit : marnes calcaires du Malm

4. — Marno-calcaire esquilleux.....	60 mètres
3. — Calcaires lités à <i>Cancellophycus</i>	6 à 8 —
2. — Calcaires à Gryphées.....	8 —
1. — Calcaires à silex.....	6 —

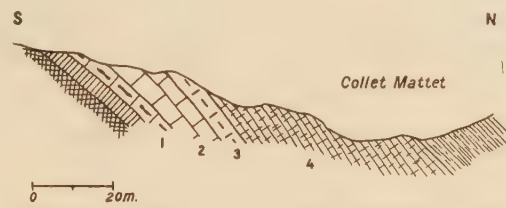


FIG. 40. — Coupe du Lias-Dogger au Collet Mattet
Légende dans le texte
(Échelle approximative)

Par contre l'écaille intercutanée comporte un Lias-Dogger légèrement plus important qu'au nord.

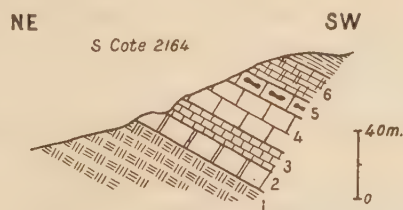
Au versant gauche du vallon de Sélavielle, vers la cote 2164, on peut relever la coupe suivante (fig. 41) :

De haut en bas :

Au toit : marnes noires du Malm

6. — Calcaires lités à <i>Cancellophycus</i> et <i>Perisphinctes</i> (<i>Zigzagiceras</i>) <i>arbustigerum</i> D'ORB. sp.	10 à 20 mètres
5. — Calcaires lités bleus à silex.....	3 à 10 —
4. — Calcaires bleus ayant à leur base des Gryphées et au sommet des débris de fossiles siliceux..	10 —
3. — Calcaires bleus avec plaquettes fossilifères analogues à celles de la cime du Pra.	6 —
2. — Calcaires bleus massifs.....	6 —
1. — Cargneules du Trias plus ou moins couvertes d'éboulis.	

Au long du versant, l'épaisseur du Lias varie de 30 à 50 mètres.



Coupes du Lias-Dogger de l'écaille intercutanée
FIG. 41. — Vallon de Sélavielle

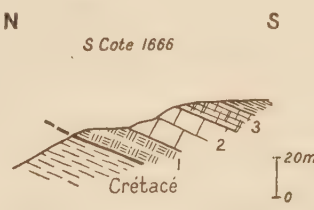


FIG. 42. — Serre de l'Ardret

Légende dans le texte
(Échelles approximatives)

Par analogie avec la cime du Pra, que nous étudierons plus loin, le niveau 3 pourrait représenter le sommet de l'Hettangien et la base du Sinémurien.

Le niveau 4 correspondrait donc au Sinémurien et peut-être déjà à une partie du Lias moyen.

Le niveau 5 serait alors attribuable au Lias moyen-supérieur.

Les calcaires à *Cancellophycus* appartiennent au Dogger.

Cet ensemble se suit vers l'est; il diminue progressivement d'épaisseur et, à la serre de l'Ardret (fig. 42), le Lias (2) y atteint seulement 10-15 mètres, le Dogger (3) 4,5 ou 6 mètres. Peut-être cette réduction est-elle, en partie, mécanique.

3. — RÉGION DE VIGNOLS

Dans la région de Vignols et de la tête de Varélios, à l'est du Mounier, le Lias, uniquement représenté par les calcaires à Gryphées, est tout à fait analogue à celui de la région de Roya. Son épaisseur est réduite à 30 ou 50 mètres.

Immédiatement au-dessus des calcaires à Gryphées, l'on trouve des calcaires lités à *Cancellophycus* et *Protetragonites tripartitum*, devenant marneux à la partie supérieure; ils sont comparables à ceux que l'on observe à l'ouest dans la région du Mounier. Leur puissance, ne semble pas dépasser 60 à 70 mètres.

Très disloqué, cet ensemble n'offre aucune bonne coupe.

4. — RÉGION DE PÉONE — GUILLAUMES

Dans cette région le groupe Lias-Dogger est beaucoup mieux développé qu'au nord, mais il est plus épais à l'est qu'à l'ouest. En outre, la série est plus marneuse, surtout à sa partie supérieure; elle s'apparente ainsi au faciès dauphinois.

Dans la région de la Cougne et au vallon de Culasse, à l'est de Péone, le Lias, particulièrement puissant, peut atteindre 150 mètres, le Dogger mesure 100 mètres.

4. — Marno-calcaires schisteux à <i>Protetragonites tripartitum</i> et <i>Phylloceras</i> pyriteux	70 à 100 mètres
3. — Calcaires marneux et marno-calcaires à silex	30 à 50 —
2. — Calcaires à entroques et calcaires lités sombres	50 à 60 —
1. — Calcaires coquilliers à <i>Liogryphæa arcuata</i>	50 à 60 —

Le niveau à Gryphées du Sinémurien est très constant, à la base.

Le Lias moyen-supérieur (2 et 3) supporte au sud, au Ciastellan quelques mètres de calcaires marneux (4) qui m'ont fourni une faune à *Garantia* du Bajocien.

Vers l'est, l'épaisseur du complexe diminue de telle sorte que le Lias tout entier ne mesure pas 100 mètres dans le ravin de Saint-Pierre. A la Combe, au nord-est de Péone, il a seulement 60 mètres.

La réduction d'épaisseur affecte tous les niveaux et le faciès marno-calcaire du Lias supérieur totalise à peine une dizaine de mètres.

Le Dogger ne varie guère d'épaisseur ni de faciès jusqu'à Péone.

A l'ouest de ce village, le faciès marneux du Lias moyen-supérieur disparaît complètement, ce qui est visible du Lias est entièrement calcaire et comporte toujours à sa base le banc à *Liogryphæa arcuata*.

Le versant ouest de l'éperon du Collet de l'Aulivet montre la succession suivante (fig. 43) :

6. — Calcaires et marno-calcaires à *Garantia acuticostata* FALLOT.
5. — Calcaires à entroques.
4. — Calcaires à silex noir.
3. — Calcaires lités.
2. — Calcaires à Gryphées et *Arietites* indéterminables.
1. — Infra-Lias. — Trias supérieur.

Le Lias (2 à 5) mesure 40 à 50 mètres d'épaisseur.

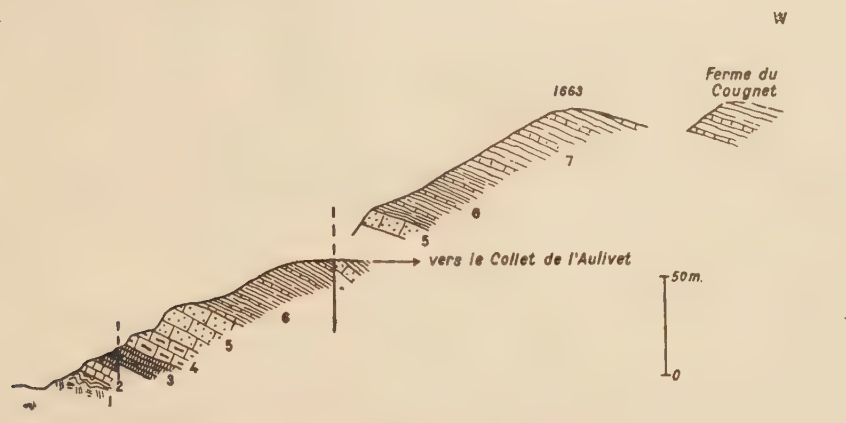


FIG. 43. — Coupe du Lias-Dogger dans l'éperon du Collet de l'Aulivet
Légende dans le texte
(Échelle approximative)

La coupe du Dogger se complète au nord dans l'éperon 1 663 par des marno-calcaires lités 7 à rares *Cancellophycus* qui passent insensiblement aux marnes noires du Malm, à la ferme du Cougnet. Le Jurassique moyen atteint donc ici 100 mètres.

Dans l'éperon sud de Bouchanière, entre le point coté 1 244 et le collet 1 187, la coupe du Lias s'établit comme suit : (fig. 44)

- | | |
|--|--------------|
| 4. — Calcaires lités comportant à la base un niveau à Ammonites siliceuses du Bajocien | 2 à 3 mètres |
| 3. — Calcaires lités sans fossiles | 10 — |
| 2. — Calcaires à Gryphées et débris de <i>Pecten</i> | 50 à 60 — |
| 1. — Infra-Lias et Trias supérieur. | |

Au total le Lias, ici entièrement calcaire, mesure donc de 60 à 70 mètres.

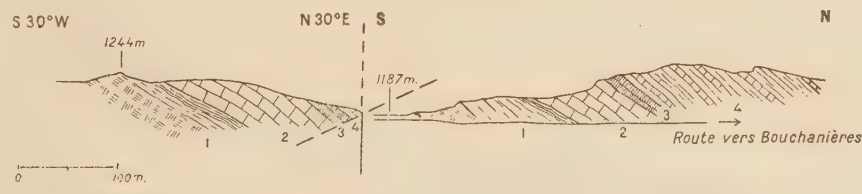


FIG. 44. — Coupe du Lias et du Dogger dans l'éperon sud de Bouchanières
Légende dans le texte
(Échelle approximative)

Sur la route de Bouchanières la coupe se complète. Les niveaux 1, 2, 3 et 4 sont les mêmes que dans la coupe précédente, ils supportent :

6. — Marno-calcaires lités.
5. — Calcaires lités en bancs de 0,20 avec lit marneux à grandes Ammonites. Notamment *Cadomites macrum* QUENST, sp. du Bajocien.

La route reste dans le niveau 6 jusqu'au village de Bouchanières. La série, monotone, devient de plus en plus marneuse vers le haut et passe insensiblement aux marnes noires du Malm, sans limite nette.

L'épaisseur du Dogger atteint 100 mètres.

Plus à l'ouest, vers *Châteauneuf-d'Entraunes*, dans la vallée du Var, F. HÉRITIER ⁽¹⁾ a relevé la succession suivante :

Marnes noires du Malm

- | | | |
|---|---------|--------|
| 6. — Marnes et marno-calcaires gris-bleu à patine beige brune. La partie moyenne étant plus calcaire. | | |
| 5. — Calcaires spathiques fins, calcaires grumeleux à <i>Cancellophycus</i> et calcaires marneux noirs en bancs minces bien lités | 20 à 25 | mètres |
| 4. — Marnes noires et grises avec intercalations de calcaires marneux..... | 15 | — |
| 3. — Calcaires à entroques grossières à patine rousse, en bancs massifs de 3 à 5 mètres.
Au microscope : micro-conglomérats polygéniques et débris d'Algues..... | 20 | — |
| 2. — Calcaire spathique noir à <i>Liogryphaea arcuata</i> avec intercalations de marnes noires..... | 10 | — |
| 1. — Calcaires marneux noirs en petits bancs, spathiques au sommet, reposant sur l'Infra-Lias.... | 0,50 | — |

F. HÉRITIER attribue les horizons 1 à 5 au Lias.

En fait, le niveau 5 à *Cancellophycus* est déjà à rapporter au Dogger, car il m'a fourni des *Protetragonites tripartitum*.

Le Lias correspond donc aux couches 1, 2, 3 et probablement 4. Le Dogger est formé par les calcaires 5 et les marno-calcaires 6. Son épaisseur peut atteindre 150 mètres.

Par sa puissance et son faciès, le Jurassique moyen est ici de type dauphinois.

5. — RÉGION DE PIERLAS

Dans la région de Pierlas, à l'est du Cians, le Lias et le Dogger sont encore assez épais, mais offrent des faciès un peu différents de ceux du nord du dôme de Barrot (ravin d'Aygue-Blanche).

Le chemin muletier du vallon de Couller (ou Coulier), qui va de Pierlas vers le col de la Sinna, montre la coupe suivante (fig. 45) :

- | | | |
|--|---------|--------|
| 11. — Calcaires lités en petits bancs séparés par des intercalations marneuses de plus en plus épaisses vers le haut et passant graduellement aux marnes noires du Malm..... | 30 à 40 | mètres |
| 10. — Calcaires en gros bancs régulièrement lités avec <i>Cancellophycus</i> très abondants, rares <i>Cadomites</i> | 60 à 80 | — |

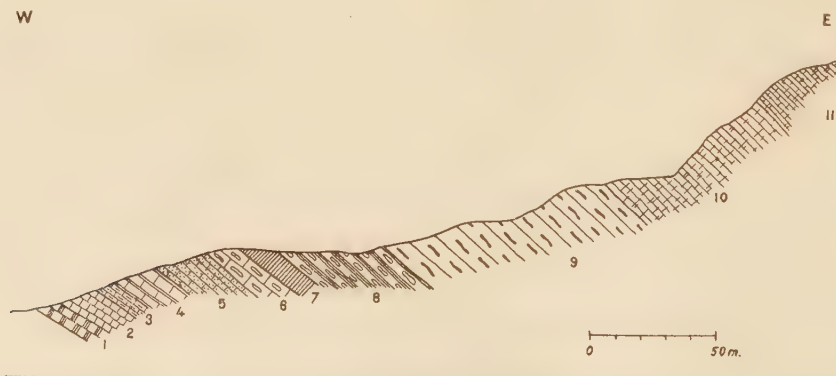


FIG. 45. — Coupe du Lias-Dogger à l'est de Pierlas dans le vallon de Couller (ou Coulier)
Légende dans le texte
(Échelle approximative)

⁽¹⁾ F. HÉRITIER : Contribution à l'étude géologique de la vallée du Haut-Var et de la couverture sédimentaire du dôme de Barrot. — *Diplôme d'Études supérieures*, Grenoble, 1950.

9. — Calcaires lités bleus à silex en gros bancs; <i>Cancellophycus</i> dans les lits marneux, vers le haut débris de grosses <i>Ammonites</i> sans ornementation, indéterminables. Se termine par un banc de 0,75 mètre à silex noirs.....	80 à 100 mètres
8. — Calcaires avec <i>Belemnites</i> et débris d' <i>Ammonites</i> siliceuses, prenant l'aspect de calcaires jaunes à miches avec intercalations de marnes noires.....	30 à 40 —
7. — Calcaires bleu sombre à patine jaune, à débris d'entroques.....	5 à 10 —
6. — Calcaires zoogènes à grains fins à silex.....	8 à 10 —
5. — Calcaires plus ou moins sableux à débris de fossiles; <i>Ammonites</i> siliceuses rares, <i>Cancellophycus</i> . Fines intercalations de marnes noires.....	10 —
4. — Calcaires lités à patine jaune, à entroques et débris de fossiles (lumachelles).....	10 à 15 —
3. — Calcaires dolomitiques gris ou blancs, saccharoïdes, plus ou moins vacuolaires.....	5 à 8 —
2. — Calcaires zoogènes à patine rousse, massifs, à <i>Liogryphæa arcuata</i> , débris de <i>Lamelli-</i> branches; riches en fossiles mal conservés.....	10 à 15 —
1. — Calcaires lités gris zoogènes sans fossiles.....	10 —

Les niveaux 1 à 9 appartiennent au Lias qui peut donc atteindre ici plus de 200 mètres.

Ses faciès, au moins ceux de la base, ressemblent beaucoup à ceux que l'on connaît au sud du Var notamment dans la région de Bonson. C'est un faciès sub-alpin (Lanquine [210]).

Le niveau 1 serait encore hettangien. L'horizon 2, à *Gryphées*, marque nettement la base du Sinémurien.

L'apparition des *Cancellophycus*, encore peu abondants ici, n'indique certainement pas le Dogger, ils ont probablement existé déjà dans le Lias moyen; la dernière partie de la coupe serait attribuable au Lias supérieur.

La délimitation entre le Lias et le Dogger est imprécise. On a admis que le passage se fait à la disparition des silex, c'est-à-dire entre les niveaux 9 et 10. Le Jurassique moyen mesurerait alors, de 100 à 120 mètres.

Cet ensemble de Pierlas se suit, au nord, aux deux versants du vallon de Villette. Cependant, les niveaux à patine rousse disparaissent, tandis que l'ensemble tend à se réduire.

Au vallon de Tavagnère s'observe la coupe ci-après (fig. 46) :

Malm

7. — Calcaires lités en petits bancs à <i>Cancellophycus</i> avec intercalations marneuses.....	50 à 60 mètres
6. — Calcaires noirs en bancs avec <i>Cancellophycus</i> , vers le haut.....	20 —
5. — Calcaires noirs cristallins.....	15 à 20 —
4. — Calcaires lités à silex avec quelques <i>Cancellophycus</i> dans les lits marneux.....	2 à 3 —
3. — Calcaires à <i>Ammonites</i> siliceuses roulées, usées, avec nodules phosphatés.....	5 à 10 —
2. — Calcaires avec lumachelles de Bivalves indéterminables.....	10 —
1. — Calcaires zoogènes avec nombreux débris d'entroques. Niveau à <i>Gryphées</i> reposant sur l'Infra-Lias.....	20 —

Le Lias (1 à 5) atteint à peine une centaine de mètres, le Dogger 70 ou 80 mètres.

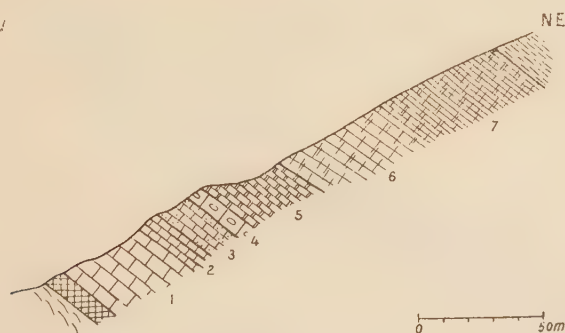


FIG. 46. — Coupe du Lias-Dogger selon le ravin de Tavagnère

Légende dans le texte
(Échelle approximative)

6. — RÉGION DE SAINT-SAUVEUR-SUR-TINÉE

Au nord-est de Pierlas, le Lias, encore relativement épais dans la crête de Crétane et le vallon de Cluas, se réduit progressivement vers l'est au versant gauche de la Vionène. Il perd son faciès typique de base et les niveaux à Gryphées. Le Jurassique moyen subit la même diminution d'épaisseur et devient entièrement calcaire.

Au vallon de Tigène; le Lias et le Dogger totalisent seulement 30 à 40 mètres, au mont Gaudissart, une cinquantaine de mètres.

Au versant gauche de la Tinée, sur la route de Valdeblore, les couches attribuables au Lias offrent un faciès un peu différent. Le Dogger est calcaire et ne renferme que de rares *Cancellophycus*.

On relève la coupe suivante (fig. 47) :

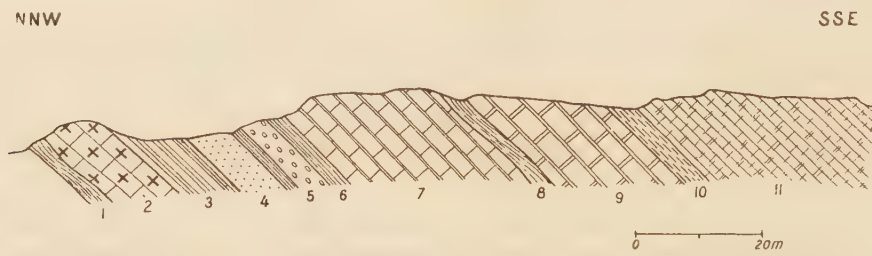


FIG. 47. — Coupe Lias-Dogger le long de la route de la Tinée à Valdeblore
Légende dans le texte
(Échelle approximative)

11. — Calcaires lités à <i>Cancellophycus</i> devenant un peu marneux à leur partie supérieure.....	30 à 40	mètres
10. — Marno-calcaires gris.....	1,50	—
9. — Calcaires marneux noirs terminés par un <i>hard ground</i>	25	—
8. — Banc à Belemnites et Ammonites indéterminables.....	0,20	—
7. — Calcaires marneux noirs compacts.....	20	—
6. — Marnes noires schisteuses.....	1,10	—
5 à 1. — Infra-Lias (voir p. 224).		

Les niveaux 5 à 10 représentent le Lias. Mais, en l'absence de bons fossiles, on ne sait à quels étages attribuer cet ensemble. Les calcaires à *Cancellophycus* appartiennent probablement au Dogger.

Plus à l'est encore, le Mont Raja au nord de Valdeblore, nous offre une coupe assez complète du Lias sous un faciès que je ne connais qu'en ce point (fig. 48); par ses niveaux ferrugineux il rappelle le type sub-alpin.

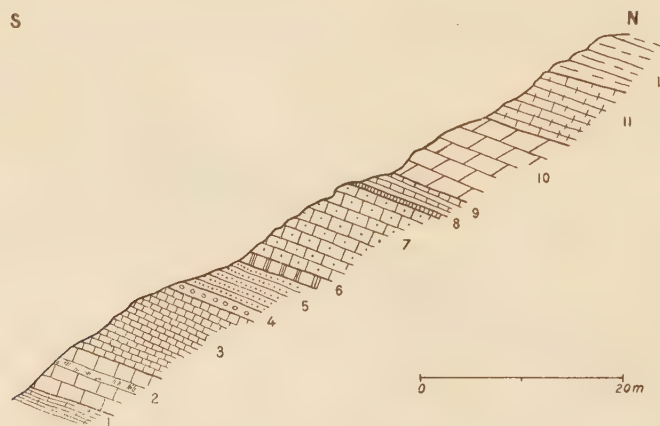


FIG. 48. — Coupe du Lias du Mont Raja au nord de Valdeblore
Légende dans le texte
(Échelle approximative)

12. — Calcaires bleus zoogènes en gros bancs sans entroques à débris de Terebratules.	20	mètres
11. — Calcaires bleus à grain très fin	2 à 3	—
10. — Calcaires bleus en gros bancs, zoogènes, sans Gryphées.	15 à 20	—
9. — Calcaires lités à patine rousse.	2	—
8. — Oolithe ferrugineuse.	0,20	—
7. — Calcaires lités à patine roussâtre en bancs de 0,50; mauvaises Ammonites et débris de <i>Harpoceras</i>	8 à 10	—
6. — Oolithe ferrugineuse, niveaux glauconieux.	1	—
5. — Niveaux gréseux roux à <i>Liogryphæa arcuata</i> var. <i>cymbula</i> , avec débris d'Ammonites. . .	5 à 10	—
4. — Oolithe ferrugineuse.	1	—
3. — Calcaires à <i>Liogryphæa arcuata</i>	5 à 10	—
2. — Calcaires massifs sans fossiles avec intercalations de niveaux caverneux.		
1. — Calcaires en plaquettes à Bivalves et Gastéropodes.		

Les niveaux 1 et 2 sont peut-être encore attribuables à l'Hettangien, 3 représente le Sinémurien. La couche 5 serait déjà du Lias moyen, ainsi que le complexe à patine rousse 6, 7, 8.

Les horizons 9 à 12 peuvent être rapportés au Lias supérieur.

Le Dogger n'est pas observable sur cette coupe, il forme le revers sud de la crête vers le vallon de Bramafam, où il est constitué par des calcaires lités, typiques, à *Cancellophycus* et *Cadomites* indéterminables.

Vers l'est, dans la vallée de la Vésubie, le Lias se réduit très rapidement. Sur la route de Saint-Martin-Vésubie à Venanson, s'observent encore quelques mètres de calcaire à Gryphées puis des calcaires roux à fines entroques et des calcaires bleus lités. Ils supportent les calcaires à *Cancellophycus*.

Le Lias mesure de 10 à 15 mètres, le Dogger 40 à 50 mètres. C'est le dernier jalon où l'on puisse identifier le Jurassique inférieur et moyen. Vers l'est et vers le sud, dès le pied du Castel-Viel, ce n'est qu'avec doute que les calcaires lités ou les dolomies de la base des calcaires sont attribués, dans la vallée de la Vésubie, au Lias-Dogger.

7. — COUVERTURE DU DÔME DE BARROT

RÉGION NORD

Le Lias et le Dogger sont ici bien développés, comme dans le vallon d'Aygue-Blanche. Mais il est difficile d'y relever une coupe complète.

Cette région a surtout été étudiée par P. FALLOT et P. BORDET.

Ce dernier auteur [54] donne du Lias la coupe schématique suivante prise aux alentours de Valberg (Le Quartier) :

4. — Calcaires gris bleu plus ou moins marneux, à rares Belemnites;
3. — Calcaires à entroques contenant parfois à leur base quelques Gryphées de grande taille;
2. — Calcaires noirs ou gris très fossilifères (Sinémurien s. str.) contenant *Liogryphæa arcuata* Lamk, *Lima*, *Pecten*, grands *Arietites*, Belemnites, *Pentacrinus*;
1. — Calcaires massifs bleu-noirs sans fossiles.

L'épaisseur totale est de 30 à 100 mètres.

L'ensemble des niveaux 1, 2, 3 représente, pour P. BORDET, le Lias inférieur; mais les Gryphées de grande taille appartiendraient peut-être déjà au Lias moyen.

L'horizon 4 est attribué au Lias supérieur.

Il semble possible cependant de préciser davantage, au moins en ce qui concerne la base de la série.

Le petit sommet de la cime de Pra, au nord du dôme de Permien et de Werfénien de Barrot, est formé par un synclinal de Trias fortement déversé au sud et pinçant dans son cœur des calcaires

lités très brisés. Ceux-ci affleurent au haut du versant nord de la cime. Ils ont fourni à P. FALLOT de nombreux Bivalves. Malheureusement l'état de dislocation des couches a empêché d'en lever une coupe.

L'ensemble de la faune provient d'assises qui ne mesurent que quelques mètres d'épaisseur.

Mlle C. DECHASEAUX y a reconnu :

Ostrea electra D'ORB., *Plicatula hettangiensis* TERQ., *Cypricardia porrecta* DUM., *Mytilus* cf. *stoppanii* DUM., *Mytilus* cf. *hillanus* SOW., *Harpax* cf. *spinosus* SOW. sp.

Un peu à l'est de la cime du Pra, en 967,3/204,6, les niveaux calcaires les plus inférieurs ont fourni des *Liogryphæa dumortieri* JOLY.

Enfin au collet de la cime du Pra l'on trouve *Liogryphæa arcuata*. LMK.

Ces Bivalves permettent de nuancer les attributions stratigraphiques antérieurement connues. En effet, *Liogryphæa dumortieri* ne se trouve pas avec *L. arcuata*. Plus ancienne, elle n'est connue que dans la zone à *Schl. angulata*.

D'autre part, *Cypricardia porrecta* et *Mytilus stoppanii* caractérisent, dans le bassin du Rhône, la zone inférieure du Lias inférieur.

Il s'ensuit que les couches à Gryphées de la cime du Pra débutent à la zone à *Schl. angulata* et qu'elles englobent l'Hettangien et la base du Sinémurien.

Au-dessus seulement, viendrait le Sinémurien à *Liogryphæa arcuata*. Quant aux Gryphées de grande dimension signalées par P. BORDET, elles pourraient appartenir à *L. arcuata* var. *cymbula* que nous connaissons plus à l'est, ce qui indiquerait la présence du Lias moyen.

Enfin au nord-est de Valberg, au Ciastellan, les bancs lités du niveau 4 supportent des calcaires à Ammonites siliceuses du Bajocien (voir tableau p. 241) qui n'affleurent que sur quelques mètres.

Le Dogger n'a pas fourni de coupe complète dans la région, mais des fragments de profils qu'il a fallu raccorder.

Ainsi, pour P. BORDET, la base du Jurassique moyen est marquée par l'apparition des *Cancellolophycus*.

Le reste de la série est généralement constitué par une formation monotone de calcaires gris passant vers le haut à des calcaires marneux esquilleux à silex jaunes.

L'auteur note en outre, à un niveau indéterminé, un horizon à surface corrodée riche en glauconie couverte de nodules et de fossiles phosphatés remaniés (est de Daluis, nord de Beuil). La faune citée (voir tableau, p. 240) indiquerait le Bajocien inférieur, elle se rapproche de celle du Ciastellan ou du nord de Guillaumes.

P. FALLOT [99] y a récolté, à divers horizons, une faune relativement abondante dont la répartition par gisement est indiquée dans le tableau III. Le Bajocien et le Bathonien seraient donc représentés dans toute cette région.

L'épaisseur du Jurassique moyen est du même ordre de grandeur que dans le vallon d'Aygue-Blanche, soit 70 à 100 mètres.

RÉGION OUEST ET SUD

Vers l'ouest et le sud, le Lias subit par rapport à la coupe-type de Valberg (ci-dessus) une réduction progressive d'épaisseur comme celle que nous avons observée vers Péone et Guillaumes.

Dès la tête du Sapet, les calcaires à Gryphées et à entroques ne mesurent qu'une trentaine de mètres et les couches les plus élevées à peine autant. Vers Daluis et Auvare, le Lias supérieur ne comporte que quelques mètres de marnes noires sans fossiles. Plus au sud encore, le Lias entier n'est plus représenté que par 20 mètres de calcaires gris stériles, notamment à la Croix. De même, le Dogger s'amincit et devient entièrement calcaire.

RÉGION ORIENTALE

A l'est de la Vésubie, ni le Lias ni le Dogger n'ont pu être identifiés en bordure du massif cristallin, au moins jusqu'à la vallée de la Roya.

RÉGIONS AVOISINANTES

COL DE POURRIAC

M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS signalent [165, pl. I], au revers ouest du vallon de Salza Maourema, un Lias calcaire et un Lias schisteux. Le Lias ne mesure qu'une trentaine de mètres d'épaisseur. Il comporte à sa base des couches à Gryphées suivies de niveaux à Ammonites qui furent jadis étudiées par F. SACCO [293].

L'examen de la liste faunique donnée par cet auteur montre que les fossiles sont cités sans ordre ni repère stratigraphique et l'on ne peut malheureusement en tirer parti.

Le Dogger constitué par des marno-calcaires est sous le faciès dauphinois.

ITALIE, ABORDS DE VINADIO

Le Lias et le Dogger ne sont identifiables que dans les écailles parautochtones où ils semblent bien être sous le type marneux dauphinois.

*
* *

REMARQUES (pl. 6, fig. 2)

Si, ainsi qu'on vient de le voir, le Jurassique inférieur et moyen est régulièrement représenté dans la zone occidentale, le Lias lui-même est assez mal caractérisé, sauf quant à son niveau de base : les calcaires à Gryphées. C'est le seul horizon qui offre une certaine continuité. A sa partie inférieure, il admet, en certains points, des calcaires généralement en petits bancs, rarement massifs, à lumachelle. Ces calcaires forment le sommet de l'Hettangien et la base du Sinémurien.

Le Lias moyen et supérieur n'est pour ainsi dire jamais daté. Nous lui avons temporairement attribué les calcaires lités plus ou moins marneux à silex noirs qui font suite au Sinémurien.

Lorsque ce faciès n'est pas représenté, il est bien difficile de savoir si les calcaires surmontant les bancs à Gryphées doivent être rapportés à la partie supérieure du Lias ou si celle-ci manque. En certains points nous avons observé (Ciavalet, Roya) des indices de lacune; les couches du Lias moyen et supérieur ne se seraient pas déposées, peut-être sans qu'il y ait eu émergence.

Le Lias se rattache donc, ici, au faciès provençal; réduit et de puissance très variable, il est différent du type dauphinois.

Au nord du Mounier son épaisseur ne dépasse pas 50 à 60 mètres.

Au sud du Mounier, entre Péone et Beuil et jusqu'à Pierlas, il peut atteindre 150 à 200 mètres, peut-être même plus.

Vers l'ouest et l'est il se réduit de nouveau.

Nous avons donc entre Péone et Beuil-Pierlas, une zone d'épaisseur maxima qui forme une sorte d'ombilic et qui a surtout fonctionné au Lias moyen-supérieur : le régime y est plus marneux à l'ouest qu'à l'est sans toutefois réaliser le vrai faciès dauphinois.

Le Dogger suit, à peu près, les variations d'épaisseur du Lias, mais d'une manière moins accusée. Il est plus calcaire au nord du Mounier, puissant et plus marneux dans la région de Péone-Beuil-Pierlas. Il conserve ce caractère vers l'ouest et le nord-ouest de Guillaumes. Par contre, il est sous le faciès calcaire réduit vers le sud et l'est.

Comme pour le Lias, la zone d'épaisseur maxima s'observe dans la région Péone-Beuil-Pierlas. Plus marneux à l'est qu'à l'ouest il y réalise un faciès voisin du type dauphinois.

	Nord du col du Ciavalet	Arête entre le col et la cime du Ciavalet	Nord-Est Roya 965,9/221,4
<i>Avicula contorta</i> PORTL.....			
<i>Mytilus</i> cf. <i>hillanus</i> SOW.....			
<i>Mytilus</i> cf. <i>stoppanii</i> DUM.....			
<i>Mytilus</i> sp.....			
<i>Aequipecten priscus</i> SCHLOT.....			
<i>Chlamys</i> cf. <i>ambiguus</i> MUNST.....		+	
<i>Chlamys</i> cf. <i>dispar</i> TERQ.....			
<i>Harpax</i> cf. <i>spinosus</i> SOW.....			
<i>Plicatula hettangiensis</i> TERQ.....			
<i>Plagiostoma</i> cf. <i>gigantea</i> SOW.....			
<i>Plagiostoma</i> sp.....			
<i>Dimyopsis emmerichi</i> v. BISTR. (= <i>Placunopsis intusstriata</i> auct.).....			
<i>Ostrea electra</i> D'ORB.....			
<i>Ostrea</i> sp.....			
<i>Liogryphæa arcuata</i> LMK.....	+		+
<i>Liogryphæa arcuata</i> LMK. mut. <i>lata</i> ZIET.....			+
<i>Liogryphæa arcuata</i> LMK. var. <i>cymbula</i>			
<i>Liogryphæa dumortieri</i> JOLY.....			
<i>Liogryphæa</i> sp.....			
<i>Cypricardia porrecta</i> DUM.....			

Fossiles récoltés par P. FALLOT, A. FAURE-MURET et J. RICOUR.

	Carrière Nord Maison de Valberg	Falaise près de la Maison de Valberg	Nord de Valberg col entre 1739 et 1781	Le Quartier 968,3/209,85	Route militaire Laune sup. croupe 1705	Vallon de Concias 973,9/211,4	Vallon de Concias cote 1624
<i>Phylloceras circe</i> HEB							
<i>Phylloceras euphyllodes</i> TILL							
<i>Phylloceras</i> cf. <i>flabellatum</i> NEUM			+				
<i>Phylloceras</i> gr. d' <i>heterophyllum</i> D'ORB			+				
<i>Phylloceras kudernatschi</i> v. HAUER							
<i>Phylloceras mediterraneum</i> NEUM							
<i>Phylloceras nilsoni</i> HEB							
<i>Phylloceras velaini</i> MUN. CHALM			+				
<i>Phylloceras</i> sp.			+				
<i>Calliphylloceras demidoffi</i> ROUSS							
<i>Protetragonites tripartitum</i> D'ORB				+		+	
<i>Protetragonites</i> cf. <i>tripartitum</i> D'ORB							
<i>Oppelia subradiata</i> Sow. var. <i>C</i> FAVRE							
<i>Oppelia subradiata</i> Sow. var. <i>D</i> FAVRE							
<i>Oppelia</i> cf. <i>sub-radiata</i> Sow					+		
<i>Oppelia</i> sp.				+			
<i>Lissoceras oolithicum</i> D'ORB							
<i>Cadomites macrum</i> QUENST	+						
<i>Cadomites</i> cf. <i>plicatissimus</i> QUENST					+		
<i>Parkinsonia parkinsoni</i> Sow. var. <i>pseudo ferruginea</i> NIC							
<i>Parkinsonia parkinsoni</i> Sow. var. <i>denticostata</i> QUENST							
<i>Parkinsonia planulata</i> QUENST. var. <i>mutabilis</i> NIC					+		
<i>Parkinsonia schloenbachi</i> SCHLIPP							
<i>Parkinsonia subarictis</i> WETZ							
<i>Parkinsonia</i> sp.							
<i>Garantia bifurcata</i> ZIET		+					
<i>Garantia acuticostata</i> FALL		+					
<i>Garantia densicostata</i> QUENST							
<i>Garantia baculata</i> QUENST							
<i>Garantia</i> cf. <i>bathonica</i> LISS							
<i>Garantia</i> cf. <i>protracta</i> BENZ							
<i>Garantiu</i> sp.							
<i>Strenoceras niortense</i> D'ORB							
<i>Strenoceras</i> cf. <i>niortense</i> D'ORB							
<i>Strenoceras</i> cf. <i>subfurcatum</i> ZIT							
<i>Strenoceras</i> sp.							
<i>Procerites morei</i> OPP							
<i>Procerites</i> cf. <i>rotundata</i> ROEM							
<i>Spathia martiusi</i> D'ORB		+					
<i>Spathia</i> cf. <i>martiusi</i> D'ORB			+				+
<i>Zigzagiceras arbustigerum</i> D'ORB							
<i>Zigzagiceras clausiprocerum</i> BUCKM						+	
<i>Zigzagiceras subprocerum</i> BUCKM				+			
<i>Perisphinctes dassei</i> DE GROSS				+			
<i>Perisphinctes</i> sp.							
<i>Grossouvria</i> cf. <i>ybbensis</i> JUN					+		+

Fossiles récoltés par P. FALLOT et A. FAURE-MURET.

[illegible]

Ces considérations permettent de préciser les limites entre le faciès dauphinois et le faciès provençal.

Pour le Lias celle-ci reste au nord de la région étudiée ici : plus au nord que ne l'avaient indiqué les auteurs précédents.

Son tracé passe par la Saule sur la Durance en aval de Remolon, s'infléchit vers Barles et la Javie, puis remonte vers le nord du col de Pourriac. On retrouve cependant le faciès dauphinois au nord de Vinadio, en Italie.

Pour le Dogger nous arrivons à un schéma nettement différent de celui indiqué par M. GIGNOUX dans son Traité ([6], fig. 82, p. 389).

La ligne limitant le faciès dauphinois, venant de l'ouest, passe vers Guillaumes mais remonte vers le nord et suit alors de près celle du Lias, vers le col de Pourriac.

Comme pour le Lias, le Jurassique moyen est de type marneux à Vinadio. Ce serait le dernier jalon de ce faciès vers l'est.

III. — LE MALM

(planche 6, fig. 3).

Le Jurassique supérieur se présente autrement que le Lias et le Dogger. Nous avons vu que ceux-ci relevaient surtout du type provençal, à dominante calcaire, et comportaient seulement de petites variations de faciès et d'épaisseur.

Par contre, au Malm, le type dauphinois marneux à la base, calcaire au sommet, s'étend largement dans la zone occidentale et au sud du dôme de Barrot. Ce n'est que vers Pierlas que les premières modifications se font sentir. Dès Saint-Sauveur, le faciès calcaire envahit toute la série, se développant surtout vers l'est et le sud. Enfin, à partir de la vallée de la Vésubie, il admet des intercalations dolomitiques plus ou moins importantes, réalisant ainsi le véritable faciès provençal.

RÉGION OCCIDENTALE

A. — FACIÈS DAUPHINOIS

Les marno-calcaires du toit du Dogger passent insensiblement à un puissant complexe de marnes noires monotones. Celles-ci admettent de petites intercalations calcaires qui deviennent de plus en plus importantes à la partie supérieure et font passage à des calcaires lités gris clair à grain fin, puis à des calcaires massifs ou en gros bancs à cassure sombre, souvent à silex blonds, formant falaise. La fin de cette série calcaire était attribuée au Tithonique par analogie avec le type sub-alpin. Nous verrons que cette attribution se confirme. Ces niveaux supérieurs supportent en continuité le Valanginien inférieur.

Tout l'ensemble des marnes et des calcaires du Malm est si pauvre en fossiles que l'identification des étages a été impossible. On est donc conduit à distinguer sur la carte des ensembles lithologiques.

Un Malm inférieur marneux bleu noir d'épaisseur variable pouvant atteindre 400 à 500 mètres. C'est ce que souvent on a appelé par extension *marnes oxfordiennes*.

Un Malm supérieur calcaire mesurant de 50 à 150 mètres.

On ignore à quel niveau précis se situe le passage d'un faciès à l'autre. Probablement s'effectue-t-il à des horizons différents suivant les points.

L'étude de ce complexe monotone, presque stérile, est fort décevante et il n'y a que peu de choses à ajouter à ce que LÉON BERTRAND en a dit.

Les marnes noires constituent un horizon plastique qui a joué un rôle important dans la tectonique disharmonique de la couverture sédimentaire. En conséquence, il est souvent difficile

de décider si leurs variations d'épaisseur résultent du seul jeu de la sédimentation ou, pour partie, d'effets mécaniques.

Plutôt que de tenter une étude régionale détaillée qui n'apporterait que de menus faits, on indiquera seulement ici certaines précisions locales nouvelles, et les vues générales qui en découlent.

1. — SÉRIE-TYPE ENTRE SAINT-ÉTIENNE-DE-TINÉE ET LE MOUNIER

Dans les parages d'Auron, la cime sud de la Bercia offre une coupe claire (fig. 49) :

- | | |
|--|-------------|
| 4. — Marno-calcaires du Valanginien. | |
| 3. — Calcaires lités gris clair durs, en gros bancs..... | 50 mètres |
| 2. — Série de passage par intercalations croissantes vers le haut de bancs calcaires dans les marnes noires..... | 50 à 70 — |
| 1. — Marnes noires schisteuses, monotones, passant vers le bas au Dogger..... | 250 à 300 — |

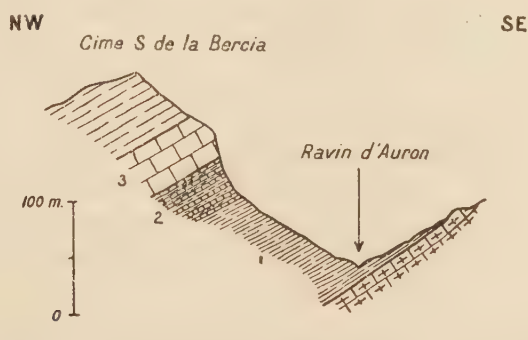


FIG. 49. — Coupe du Malm au S.E. de la cime de la Bercia

Légende dans le texte
(Échelle approximative)

Quelques gisements fossilifères voisins permettent de préciser l'âge de certains horizons.

Au col du Bouchiet les marnes noires 1 reposent sur la dalle calcaire terminale du Ciavalet qui est bathonienne.

Immédiatement au-dessus du Dogger, la série marneuse admet des intercalations détritiques comportant des lits finement gréseux et des microbrèches calcaires à éléments ferrugineux où abondent des débris d'huîtres, des spicules d'éponges et des *Aptychus*, accumulés en lumachelles et indéterminables. Ces niveaux indiquent des remaniements et sans doute des absences de sédimentation (éléments ferrugineux).

Au-dessus, le faciès devient franchement marneux et à 20 mètres de la base on recueille :

Sowerbyceras tortisulcatum D'ORB. sp.;
Hecticoceras (*Putealiceras*) *punctatum* STAHL sp.

Un autre horizon a fourni, 10 à 15 mètres au-dessus :

Phylloceras cf. *transiens* POMP.;
Cardioceras cordatum SOW. sp.;
Perisphinctes (*Properisphinctes*) *bernensis* DE LOR.;
Perisphinctes gresslyi DE LOR.;
Sowerbyceras tortisulcatum D'ORB. sp.

Cette faune indiquerait l'Oxfordien franc. Les phénomènes de remaniement se situeraient donc à la fin du Bathonien ou durant le Callovien.

Le reste de la série marneuse n'a fourni que de rares débris d'Ammonites pyriteuses indéterminables.

Les falaises sud de la Bercia montrent clairement la transition entre les marnes noires et les calcaires massifs. Elle s'effectue par l'intercalation de bancs calcaires d'abord minces, noyés dans les marnes, puis plus épais et serrés, enfin l'on arrive aux couches massives peu ou pas du tout litées constituant la barre terminale du Malm. Dans ces parages je n'ai trouvé aucun fossile.

Mais un peu au sud-ouest, des marno-calcaires lités à la base de la falaise est du Mont Riounet ont fourni deux exemplaires indéterminables de *Perisphinctes* du groupe des biplices qui indiqueraient peut-être l'Argovien.

On peut donc se demander si la série calcaire ne débiterait pas avec le Lusitanien.

Le banc calcaire du Riounet se termine par des dalles à surface irrégulière un peu grumeleuses. Ce sont les mêmes que celles qui, abaissées vers le nord-ouest, affleurent vers 961,2/223,2 au versant droit du vallon de Demandols. Là, la surface des bancs porte de nombreuses traces de Perisphinctidés et de *Phylloceras*, très abîmés sans doute déjà avant leur fossilisation et indéterminables. Les seuls fossiles reconnaissables sont *Aptychus latus* PARK. et *A. gr. de beyrichi* ou *punctatus*.

On peut donc attribuer, au moins ici, les calcaires de la barre au Kimmeridgien-Tithonique. Les coupes minces n'ont révélé aucun micro-organisme.

Un indice plus précis nous est donné dans le massif du Mounier par les calcaires du Malm supérieur de l'écaille intercutanée. En effet, la partie terminale de ces calcaires, coupée par le chemin du col de Crous, est datée par *Calpionella alpina* LORENZ et *Calpionella elliptica* CADISCH. C'est du Tithonique supérieur.

Ainsi, la série du Jurassique supérieur de la partie nord-ouest du secteur étudié fournit trois données nouvelles : le caractère finement détritique de la base des marnes noires, qui paraît indiquer un arrêt ou un trouble dans la sédimentation ; l'âge probablement argovien du début de l'apparition du faciès marno-calcaire et calcaire au toit des marnes noires ; l'âge peut-être kimmeridgien d'une partie de la barre calcaire terminale, mais certainement tithonique de son couronnement.

Le problème du Callovien

Dans cet aperçu il n'a pas été fait mention du Callovien parce que nulle faune ne le caractérise avec certitude. Toutefois la question de sa présence mérite d'être posée.

Dans la coupe du col du Bouchiet, *H. punctatum* confère à la faunule un cachet ancien, puisqu'il s'agit d'une espèce du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur. Mais elle est associée à des formes franchement oxfordiennes. Nous n'avons aucune preuve que les assises comprises entre le Bathonien et l'horizon fossilifère soient calloviennes, mais il n'est pas interdit de le supposer.

Dans le massif du Mounier, le sommet 2 520 à l'ouest du col de Gipse montre la succession suivante : sur le Dogger calcaire reposent des schistes bleu-sombre, un peu satinés, dont la base contient en abondance des Posidonomyes. Viennent ensuite des niveaux à débris indéterminables de Périssphinctidés passant vers le haut aux marnes noires classiques qui règnent jusqu'au sommet.

Bien que les Posidonomyes soient indéterminables et, de toute façon, de peu de valeur stratigraphique, il est fort possible que les bancs qui les contiennent représentent le Callovien. Je n'ai pas observé, là, de niveau détritique.

Enfin, au sud du massif du Mounier, la base du complexe des marnes noires contient également des Posidonomyes.

Il existe ainsi de nombreux jalons d'un horizon à Posidonomyes entre le toit du Dogger calcaire et les marnes noires oxfordiennes. On est donc en droit de supposer qu'ils appartiennent au Callovien. La série marine serait dès lors continue sauf aux endroits où, comme au col du Bouchiet, apparaissent des indices de lacunes.

Quant aux autres gisements découverts dans les marnes noires, ils n'appellent pas de commentaires et font seulement l'objet d'une récapitulation dans le tableau (p. 252).

Néanmoins, je dois souligner que ces maigres faunes ont permis de rectifier en beaucoup d'endroits les données antérieures.

On verra que l'Aptien-Albien est représenté par des marnes noires dans les régions mêmes où règnent les marnes noires oxfordiennes. Ces deux formations ont été souvent confondues, en particulier dans les larges affleurements du col de Pal qui appartiennent au Crétacé et non à l'Oxfordien comme le croyait LÉON BERTRAND. Des erreurs en sens inverse ont été faites dans la région comprise entre le Mounier et le torrent de Roya, comme aussi au revers sud de l'arête Mounier-Cima Negra.

Sauf à de rares exceptions, l'absence de microfaunes rend illusoirs les essais de trancher au microscope ce petit problème dont l'importance est évidente dans tous les parages de tectonique complexe.

2. — RÉPARTITION DE LA SÉRIE DU MALM À FACIÈS DAUPHINOIS

Dans la région au nord-est de Péone, au mont Estrop, c'est-à-dire au sud du Mounier, la base des calcaires du Malm a fourni un exemplaire de *Perisphinctes* du groupe des biplices. Il semble donc, comme au mont Riounet, que le passage au faciès calcaire se fasse ici aussi à l'Argovien-Lusitanien.

Cinq kilomètres à l'ouest de Péone, dans le vallon de la Barlatte, le Malm semble s'épaissir, la série marneuse atteignant 400 mètres et même, vers Entraunes, 500 mètres. La série calcaire aurait de 100 à 150 mètres.

Sur la route de Châteauneuf-d'Entraunes aux Tourres, on observe dans la série litée des hard-grounds avec débris d'*Aptychus*.

De plus, M. HÉRITIER ⁽¹⁾ signale, en outre, des micro-conglomérats et, dans le ravin d'Enau, la présence de Calpionelles à la partie supérieure de la barre.

Il semble que la présence de hard-grounds soit constante dans tout le haut Var ⁽²⁾, ce qui indiquerait dans cette région occidentale des lacunes ou des arrêts de sédimentation durant la fin du Malm.

Le faciès dauphinois s'étend encore à toute la couverture du dôme de Barrot et règne aussi bien au nord qu'au sud; mais le *Malm marneux* semble cependant se réduire progressivement vers les parties méridionales et ne mesure que 50 à 100 mètres.

Près de La Croix, P. BORDET cite une faune relativement abondante. La base des marnes noires lui ayant fourni *Quenstedticeras precordatum* D'ORB. sp. appartiendrait déjà à l'Oxfordien. On peut donc se demander si le Callovien est sous le faciès marneux — ou même s'il s'est déposé, bien qu'il n'y ait pas en général de discontinuité entre le Dogger et la base du Malm.

Le Jurassique supérieur calcaire constitue aussi dans ces parages une belle falaise de 50 à 100 mètres de haut; ce sont des calcaires gris-clair stériles, en gros bancs à silex blancs.

B. — LE FACIÈS PROVENÇAL

Les traités classiques font état d'un faciès provençal (GIGNOUX [6]), mais cette notion est due à LANQUINE. Celui-ci a nuancé dans un tableau ([211], p. 300-301) les variations importantes qu'il a observées entre les régions aixoise ou marseillaise, varoise et du cadre sub-alpin.

Sans schématiser à l'excès, l'on peut dire que le Malm de ces domaines est caractérisé, notam-

⁽¹⁾ HÉRITIER, voir p. 232 ci-dessus.

⁽²⁾ J.-M. SCHLUND : Tectonique et stratigraphie de la couverture du dôme de Barrot entre Colmars-les-Alpes et Saint-Martin-d'Entraunes. *Diplôme d'Études supérieures*, Grenoble, décembre 1950.

ment dans le Var oriental, par un Oxfordien calcaire grumeleux, quelquefois glauconieux sans marnes, un Argovien formé de calcaires grumeleux gris et beiges plus ou moins glauconieux, un Séquanien-Kimeridgien en calcaires beiges. Le Portlandien n'est pas représenté sous le faciès tithonique, mais sous celui de dolomies et calcaires clairs ou blancs, avec Brachiopodes, Bivalves, Polypiers, d'ailleurs aussi avec des espèces d'Ammonites courantes dans le domaine alpin.

C'est à ce type essentiellement calcaire, quelquefois à Polypiers, dolomitique au sommet, que je réserverai le nom de faciès provençal.

Il n'est parfaitement réalisé qu'en dehors du secteur de mes recherches, vers Nice, mais déjà à partir de Saint-Martin-Vésubie la série du Malm l'évoque de très près, bien qu'avec des puissances inférieures à celles de la région niçoise.

Avant d'aborder le domaine à faciès provençal, il a lieu d'examiner où et comment cesse le faciès dauphinois.

A. — PASSAGE DU FACIÈS DAUPHINOIS AU FACIÈS PROVENÇAL

1. — Région de Pierlas-Saint-Sauveur.

Le passage du type à Oxfordien marneux au Malm principalement calcaire se fait très rapidement, en 2 ou 3 kilomètres, entre Pierlas où il est encore dauphinois et Saint-Sauveur-sur-Tinée où il est devenu presque provençal.

En même temps, on constate une réduction continue de l'épaisseur de l'ensemble du Malm.

A l'est de Pierlas, dans le vallon de Coller (ou Coulier), vers la tête de Voiron, on peut relever la succession suivante (fig. 50) :

4. — Calcaires lités bleus à patine blanche sans fossiles.....	100	à 150 mètres
3. — Calcaires lités et marno-calcaires gris esquilleux	30	—
2. — Calcaires marneux finement grumeleux, un peu glauconieux, à <i>Peltoceras</i> (<i>Rursiceras</i>) <i>transversarium</i> , <i>Quenstedticeras</i> sp.....	0,20 à 2	—
1. — Marno-calcaires et marnes noires ou grises.....	100	à 150 —

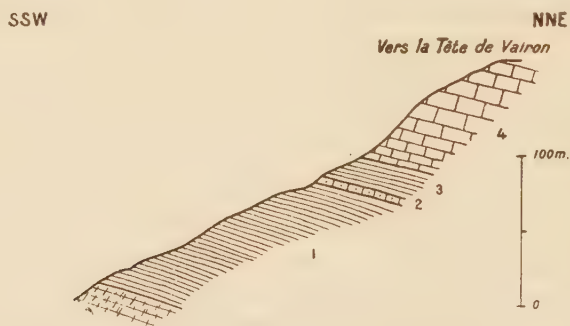


FIG. 50. — Coupe du Malm du vallon de Coulier vers la Tête de Vairon (région de Pierlas)

Légende dans le texte
(Échelle approximative)

Le niveau 2 est Argovien, il forme une petite falaise bien visible au milieu des marnes. La partie inférieure de la coupe représente le Callovo-Oxfordien qui a fourni, en particulier, *Cardioceras cordatum* Sow. sp.

Le niveau 4 n'est pas fossilifère, mais il supporte les marno-calcaires du Valanginien inférieur. Les couches terminales sont donc attribuables au Tithonique et les niveaux 3 et 4 au Rauracien-Séquanien-Kimmeridgien.

En suivant cette coupe par l'ouest du Lauvet d'Illonse, on voit la série marneuse se réduire progressivement.

Au vallon de Tavagnère, vers le Lauvet d'Ilonse, la coupe s'établit comme suit (fig. 51) :

3. — Calcaires lités en gros bancs gris clair à patine blanche.....	100 mètres
2. — Calcaires grumeleux un peu marneux, glauconieux.....	30 à 40 —
1. — Marno-calcaires noirs.....	70 —

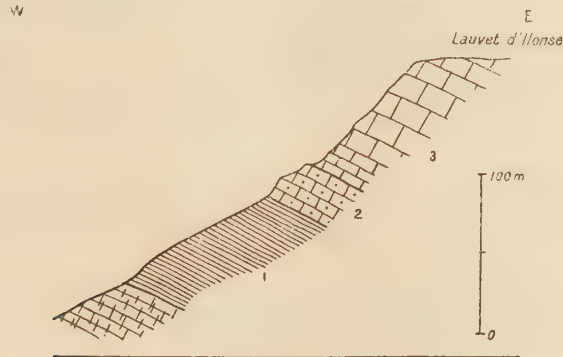


FIG. 51. — Coupe du Malm selon le vallon de Tavagnère
Légende dans le texte
(Échelle approximative)

Tout le Lusitanien est calcaire, les marnes superposées à l'Argovien ont disparu. Le niveau 3 n'est pas fossilifère.

Au revers est du Lauvet d'Ilonse, le toit de la série comporte un horizon à Polypiers, ici mal conservés et indéterminables; cependant, par comparaison avec ce que l'on connaît plus à l'est, on peut l'attribuer au Tithonique.

Les marnes noires de la base (1) se réduisent également.

Au vallon de Cluas (affluent de la Vionène), la coupe est analogue, mais *les abords ouest des Chalanches de Tigène, au nord de la tête de Tigène*, comportent la succession ci-après (fig. 52) :

4. — Calcaires lités en gros bancs gris.....	100 à 130 mètres
3. — Calcaires lités un peu marneux.....	10 à 15 —
2. — Calcaires grumeleux dont la partie supérieure est argovienne.....	40 à 50 —
1. — Calcaires marneux gris sombre lités, esquilleux, reposant sur le Dogger.....	40 à 50 —

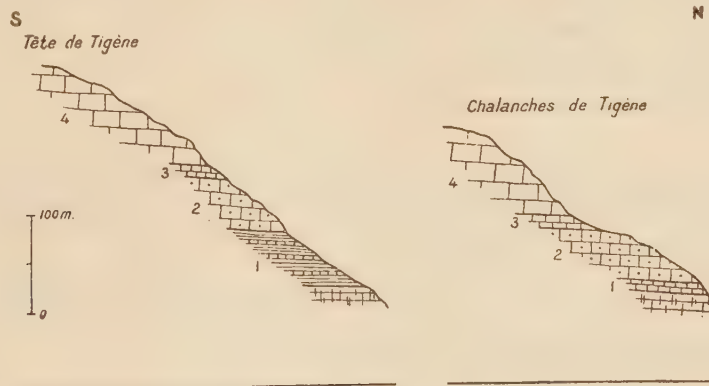


FIG. 52. — Coupe du Malm :
A droite : abords ouest des Chalanches de Tigène
A gauche : abords est des Chalanches de Tigène
Légende dans le texte
(Échelle approximative)

A l'est des Chalanches de Tigène, la série comporte les mêmes horizons, mais elle est encore plus réduite. Les assises subordonnées aux calcaires en gros bancs 4 totalisent à peine 60 à 70 mètres; le niveau 1 ne mesure plus que 5 à 10 mètres.

L'ensemble correspondant à cette dernière coupe se suit au versant ouest de la vallée de la Tinée jusqu'à la Bollinette.

Les repères fossilifères y sont rares. Les faits essentiels sont, ici, la disparition complète des faciès marneux du Malm et le développement du calcaire grumeleux, surtout constant à l'Argovien.

Ainsi la limite sud-est du faciès dauphinois s'oriente-t-elle du S.W. au N.E. pour atteindre les abords du massif cristallin dès Saint-Sauveur.

Le faciès provençal n'est pas doté ici de tous ses caractères, mais la série — franchement calcaire — représente un type transitionnel.

D'épaisseur réduite, elle est constituée par les trois niveaux suivants :

3. — Calcaires lités en gros bancs comportant souvent des silex à la partie supérieure ou des horizons à Polypiers	100 à 250 mètres
2. — Calcaires grumeleux avec de minces lits de marno-calcaires verdâtres, glauconieux. La partie supérieure de cette formation a fourni une faune argovienne	30 à 50 —
1. — Calcaires marneux esquilleux	0 à 30 —

Le seul niveau daté est l'Argovien. Il est assez constant et constitue un repère précieux. L'ensemble se suit à la bordure sud du massif de l'Argentera-Mercantour entre la vallée de la Tinée et celle de la Vésubie. Sur cette distance d'une douzaine de kilomètres, les variations par rapport à la coupe précédente sont faibles; seul le niveau 1 peut se réduire ou manquer.

Un premier jalon est fourni 2 kilomètres à l'est de Saint-Sauveur par la région de Rimplas où la base déjà calcaire et grumeleuse du Malm, a fourni des fossiles du Callovien (voir tableau p. 252). Les calcaires grumeleux ont livré une abondante faune de l'Oxfordien supérieur et de l'Argovien (zone à *transversarium*). Le toit de la série calcaire est constitué par une dalle à Pachyodontes et Polypiers légèrement silicifiés, malheureusement mal conservés et indéterminables. Elle supporte les marno-calcaires du Valanginien inférieur.

Le vallon de Bramafan, plus à l'est, ne se prête pas à une étude du Malm, qui, masqué par le fluvio-glaciaire et les éboulis, n'affleure pas d'une manière continue.

2. — Aux abords ouest de Saint-Martin-Vésubie, au nord de Venanson.

Le Jurassique supérieur atteint à peine 200 mètres de puissance. Le faciès grumeleux 2 n'est pas représenté ici. La série se réduit à deux termes :

2. — Calcaires lités en gros bancs gris-clair avec niveaux à silex blanc	80 à 100 mètres
1. — Calcaire marneux en petits bancs, à débit esquilleux	90 à 100 —

Le niveau 2 comporte, vers sa partie supérieure, un horizon à Polypiers qui, recueillis par P. KUNTZ, ont été aimablement déterminés par J. ALLOITEAU. Ce dernier y a identifié :

Plesiosmilia gracilis Koby, du Séquanien;

Montlivaultia cf. *obconica* MÜNST., connu du Rauracien au Tithonique.

Ce niveau serait donc attribuable au Séquanien.

B. — FACIÈS PROVENÇAL (S. STR.)

Plus au sud, dès le Castel-Viel, l'horizon 1 disparaît totalement; la série devient entièrement calcaire, mais elle admet des intercalations dolomitiques parfois assez importantes. Très disloquée, elle n'offre aucune coupe continue.

Nous avons trouvé, G. SUTER et moi, en 996,95/204,55, au revers est du Castel-Viel, un niveau noduleux avec des marno-calcaires verdâtres à grains de glauconie rappelant le faciès des calcaires grumeleux 2 de la coupe type. La faune recueillie caractérise l'Argovien (voir tableau p. 252).

Les dolomies et calcaires se développent au-dessus mais ne semblent pas former d'horizons définis.

On y observe des calcaires lités en gros bancs, admettant des horizons à Polypiers et Nérinées, que nous n'avons pu trouver en place. Les échantillons recueillis proviennent d'un éboulis au pied de la falaise verticale du Castel-Viel qui surplombe, au nord, le ravin de la Villette.

J. ALLOITEAU a reconnu dans l'un des échantillons :

Compusastrea bernensis ETALL., du Séquanien.

Et, d'autre part :

Peplosmilia cf. *recta* Koby, du Rauracien;

Plesiosmilia sp.

Il semble donc que, dans la région Venanson-Castel-Viel, le faciès à Polypiers puisse apparaître dès le Rauracien et se poursuivre jusqu'au Tithonique.

Plus au sud, au Midi de Lantosque, dans le ravin au Saint-Colomban, le niveau à Polypiers est seulement tithonique; il a fourni :

Thecosmilia truncata OGILVIE;

Thecosmilia suevica QUENST.

Par ce gisement, nous atteignons les régions où se réalise le faciès provençal que nous trouverons d'une manière générale à l'est de la Vésubie.

RÉGION ORIENTALE

Au voisinage de la Vésubie, le problème stratigraphique est compliqué par l'apparition du Trias, à la faveur de ce que Léon BERTRAND appelle « l'accident de la Vésubie ».

Plus à l'est, l'absence des faunes, l'importance relative des formations dolomitiques et les dislocations ont rendu jusqu'ici, tant vers le vallon de Caïros qu'à l'est de la Roya, toute coordination stratigraphique impossible.

Je ne donnerai qu'un exemple de la série provençale dans le secteur étudié : celui du vallon de Graus qui descend du sud du Capelet inférieur et supérieur vers le sud de Belvédère, où il se joint à la Gordolasque.

On peut distinguer quatre termes de puissance variable :

4. — Calcaires zoogènes à grain grossier comportant localement des Polypiers, des Pachyodontes et de nombreux Gastéropodes (Nérinées?);
3. — Dolomies à grain grossier, pulvérulentes. La dolomitisation peut envahir la série supérieure;
2. — Calcaires lités souvent à silex noir;
1. — Dolomies grises ou blanches plus ou moins pulvérulentes.

Le niveau dolomitique inférieur 1 s'effile vers l'est, il n'existe pas en tête du ravin de Graus où ce sont les calcaires lités qui reposent directement sur le Trias. Les contacts sont difficiles à observer dans le fond de la vallée, mais la disparition de l'horizon 1 ne semble pas due à une ablation mécanique.

Les calcaires lités 2 ont fourni deux *Perisphinctes* indéterminables spécifiquement, mais qui, pour H. TINTANT, seraient d'affinités argoviennes.

Il y aurait donc ici une lacune intéressant le Lias et le Dogger.

La dolomie intermédiaire 3 ne semble pas correspondre à un horizon continu. Quant au calcaire 4, c'est sans doute l'équivalent des niveaux à Polypiers de Venanson ou du Castel-Viel;

malheureusement, les organismes sont moins bien conservés et n'ont pu être déterminés. Cette couche peut être localement assez épaisse : dans la crête du col de Raus à la cime du même nom, il atteint 50 mètres. Au revers est de cette crête, il est envahi par la dolomitisation.

RÉGIONS AVOISINANTES

Au nord du massif de l'Argentera-Mercantour, vers le col de Pourriac, comme pour le Dogger, le Jurassique supérieur règne sous le faciès marneux dauphinois jusqu'à Bersezio.

Dans la vallée de la Stura et vers l'aval, le Malm n'est guère identifiable. On n'en connaît pas de fossiles. A Murenz, la série superposée au Trias est entièrement calcaire. Mais entre Sambuco et Vinadio, le Dogger est surmonté par un puissant complexe de marnes noires que je n'hésite pas à rapporter au Malm inférieur. C'est le jalon le plus oriental du faciès dauphinois qui me soit connu.

En effet, sur la bordure est du massif de l'Argentera-Mercantour, d'Entraque au col de Tende, la série autochtone superposée au Trias et celle des écailles paraautochtones comportant un Malm calcaire ou même localement dolomitique, sont donc assimilable, au type provençal.

* * *

REMARQUES (pl. 6, fig. 3)

Dans toute la région étudiée, la stratigraphie de détail du Jurassique supérieur n'a pu être précisée, les fossiles étant rares, et les coupes discontinues.

Si mes recherches n'apportent guère de détails nouveaux, elles permettent néanmoins de rectifier les données antérieures relatives aux répartitions de faciès.

Le faciès marneux dauphinois continuant celui du sillon sub-alpin s'étend sur presque toute la zone occidentale à l'ouest de la Tinée.

Le faciès calcaire d'affinité provençale se développe vers le sud et à l'est de la vallée de la Tinée.

Le faciès dauphinois est caractérisé par ses marnes noires qui forment, à la base du Malm, un puissant complexe de 250 à 600 mètres d'épaisseur. Au-dessus, vient une série calcaire, litée dont la partie supérieure, plus massive, forme la « barre tithonique ». En deux ou trois points, j'ai pu montrer que le passage du faciès marneux au faciès calcaire s'amorce probablement à l'Argovien. Quant à la « barre », sa base appartient en partie au Kimméridgien, et ses couches terminales, au Tithonique.

Tout cet ensemble est relativement épais.

Au nord du dôme de Barrot, il atteint 400 à 450 mètres; dans le massif du Mounier, 600 à 700 mètres; vers Entraunes, 500 à 600 mètres. Au nord, dans la région d'Auron, à la Bercia, son épaisseur n'est par contre que de 300 mètres.

Il est probable qu'aux variations originelles de la série se sont ajoutés, au moins dans les marnes, des effets mécaniques d'étirement ou d'épaississement. Le moment n'est pas encore venu de construire des courbes isopaques valables.

Au sud du dôme de Barrot, le Malm comportant encore des marnes noires, est rattaché au faciès dauphinois, mais l'horizon marneux est réduit à 50 ou 100 mètres et l'ensemble supérieur calcaire est plus développé; c'est donc un faciès mixte formant passage au faciès provençal. Celui-ci s'observe au sud-est dès la région de la Courbaisse-Massoin où le Malm est calcaire et admet à sa base le niveau grumeleux de l'Oxfordien-Argovien. L'épaisseur totale du Jurassique supérieur est de l'ordre de 100 à 150 mètres.

Le passage du type dauphinois au type calcaire d'affinités provençales est bien visible entre Pierlas et Saint-Sauveur.

Le complexe marneux subordonné à l'Argovien (calcaire grumeleux), qui atteint 100 à 150 mètres à Pierlas, ne mesure plus que 40 à 50 mètres dans la vallée de la Tinée. Il en est de même de la série marneuse superposée à l'Argovien.

Le changement de faciès s'effectue donc ici avec une réduction d'épaisseur.

Ce faciès de passage au type provençal est principalement marqué, ici, par les niveaux calcaires. Les faciès récifaux apparaissent d'abord au toit de la série dans la région de Saint-Sauveur, puis dans le Lusitanien vers Saint-Martin-Vésubie en même temps que les horizons dolomitiques s'intercalent dans cet ensemble, réalisant ainsi le *véritable faciès provençal*.

Mais là, le Malm est relativement réduit, son épaisseur, variable, ne dépasse guère 250 mètres dans le vallon de Graus. Vers le sud, en revanche, notamment dans les gorges de la Vésubie, en aval de Lantosque, ou dans celles de la Mescla, les calcaires du Jurassique supérieur sont très puissants et doivent atteindre 500 à 600 mètres.

Ces observations nouvelles permettent de préciser la limite du faciès provençal et du faciès dauphinois. Celle-ci offre un tracé nettement différent de celui qui figure dans le *Traité* de M. GIGNOUX ([6], fig. 82, p. 389).

La limite externe du faciès dauphinois au Malm, venant de l'ouest, des environs de Castellane, se situe nettement au sud de celle correspondant au Dogger; mais bien plus au nord que celle indiquée par M. GIGNOUX, elle passe par le nord de Puget-Théniers, en bordure sud du dôme de Barrot, puis remonte entre Pierlas et Saint-Sauveur.

Plus à l'est, nous avons vu que le Malm de la bordure sud du massif de l'Argentera-Mercantour règne sous le faciès provençal jusqu'à la vallée de la Roya. La limite nord-ouest de ce faciès est donc une ligne passant approximativement par Saint-Martin-Vésubie et la Courbaisse dans la vallée de la Tinée.

Au nord du massif de l'Argentera-Mercantour nous retrouvons, comme pour le Lias-Dogger un dernier jalon des faciès dauphinois au nord de Vinadio en Italie.

Ainsi, nous sommes conduits à admettre que le faciès dauphinois ne devait guère s'étendre vers l'est au-delà d'une ligne allant de Saint-Sauveur-sur-Tinée à Vinadio.

FAUNE DU MALM

	Sud col du Bouchiet 963,5/223,6	Col du Bouchiet Sud-Ouest Faille	Las Donnas 965,2/222,1]	Mont Riounet 963,1/222,75	Le Colombier 966,5/216,4]	Sud-Ouest Cima Negra 966/216,4	Ouest Tête de Variélos	Chemin Sud de Rimplas 983,85/206,4	Sud-Est Point 775 988,1/192,06	Route de Picciarvet Fort 987,31/192,12	Roquebilière, Est Castel Viel 996,95/204,55	Sud Rimplas 984,3/205,25	Callovien	Oxfordien	Argovien	Rauracien
<i>Phylloceras plicatum</i> NEUM.....					+			+				+			+	
<i>Phylloceras</i> (<i>Heliophylloceras</i>) <i>mediterraneum</i> NEUM.....								+				+			+	
<i>Phylloceras</i> cf. <i>transiens</i> POMP.....		+														
<i>Phylloceras</i> sp.....								+								
<i>Sowerbyceras tortisulcatum</i> D'ORB.....	+							+	+	+	+				+	
<i>Sowerbyceras</i> sp.....										+						
<i>Oppelia eucharis</i> D'ORB.....											+				+	
<i>Hecticoceras punctatum</i> STAHL.....	+							+								
<i>Hecticoceras</i> (<i>Brightia</i>) cf. <i>metomphalum</i> BON.....								+								
<i>Hecticoceras</i> (<i>Lunuloceras</i>) sp.....								+								
<i>Ochetoceras</i> cf. <i>canaliculatum</i> V. BUCH.....								+								
<i>Ochetoceras</i> (<i>Trimarginites</i>) <i>arolicum</i> OPP.....								+		+	+				+	
<i>Ochetoceras</i> (<i>Trimarginites</i>) cf. <i>arolicum</i> OPP.....								+		+	+				+	
<i>Ochetoceras</i> (<i>Trimarginites</i>) <i>henrici</i> D'ORB.....									+	+		+			+	
<i>Ochetoceras</i> (<i>Trimarginites</i>) <i>decipiens</i> DE GROSS.....									+	+		+			+	
<i>Ochetoceras</i> (<i>Trimarginites</i>) sp.....									+						+	
<i>Taramelliceras</i> sp.....									+	+			+	+	+	
<i>Creniceras crenatum</i> BRUG.....										+				+	+	
<i>Macrocephalites</i> (<i>Dolicephalites</i>) aff. <i>canizzaro</i> GEM.....								+					+			
<i>Erymnoceras</i> sp.....								+					+			
<i>Cardioceras cordatum</i> D'ORB.....		+														
<i>Cardioceras</i> (<i>Scoticardioceras</i>) cf. <i>excavatum</i> SOW.....									+					+		
<i>Cardioceras</i> (<i>Subvertebriceras</i>) sp.....										+				+	+	
<i>Goliathiceras</i> cf. <i>ammonoides</i> YOUNG et BIRD.....										+					+	
<i>Reineckeia kiliani</i> PAR. et BON.....								+						+		
<i>Reineckeia</i> (<i>Reineckeites</i>) cf. <i>douvillei</i> STEINM.....								+						+		
<i>Reineckeia</i> (<i>Kellawaysites</i>) sp.....								+						+		
<i>Perisphinctes</i> (<i>Grossouvreia</i>) cf. <i>waageni</i> SIEM.....								+		+			+			
<i>Perisphinctes</i> (<i>Grossouvreia</i>) cf. <i>pseudopatina</i> PAR. et BON.....								+					+			
<i>Perisphinctes</i> (<i>Properisphinctes</i>) <i>bernensis</i> DE LOR.....		+				+								+	+	
<i>Perisphinctes</i> (<i>Properisphinctes</i>) cf. <i>bernensis</i> DE LOR.....			+											+	+	
<i>Perisphinctes</i> <i>episcopalis</i> DE LOR.....			+											+		
<i>Perisphinctes</i> <i>gresslyi</i> DE LOR.....		+												+		
<i>Perisphinctes</i> cf. <i>navillei</i> E. FAV.....											+				+	
<i>Perisphinctes</i> groupe de <i>biplices</i>				+				+	+						+	
<i>Perisphinctes</i> (<i>Arisphinctes</i>) <i>helenæ</i> DE RIAZ.....								+	+						+	
<i>Perisphinctes</i> (<i>Discosphinctes</i>) <i>lucingensis</i> E. FAV.....								+							+	
<i>Perisphinctes</i> (<i>Discosphinctes</i>) aff. <i>lusitanicus</i> CHOFF.....								+							+	
<i>Perisphinctes</i> (<i>Discosphinctes</i>) sp.....								+	+		+				+	
<i>Perisphinctes</i> (<i>Dichotomosphinctes</i>) cf. <i>pseudocrotalinus</i> KIL et GUEB.....								+	+						+	
<i>Perisphinctes</i> (<i>Dichotomosphinctes</i>) sp.....								+	+							
<i>Perisphinctes</i> (<i>Procerites</i>) sp.....								+								
<i>Peltoceras</i> (<i>Gregoryceras</i>) <i>transversarium</i> QU.....									+							
<i>Peltoceras</i> (<i>Parawedekindia</i>) <i>arduennense</i> D'ORB.....									+	+				+		
<i>Euspidoceras</i> cf. <i>ir</i> OPP.....										+						

Fossiles récoltés par P. FALLOT, A. FAURE-MURET, J.-P. CARRIVE, G. SUTER. — Déterminations : A. FAURE-MURET, H. TINTANT.

CHAPITRE XVII

LE CRÉTACÉ

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	253
I. LE COMPLEXE INFÉRIEUR : VALANGINIEN-BARRÉMIEN	
<i>Études régionales sommaires :</i>	
1 ^o Région au nord du vallon de Roya.....	255
2 ^o Massif du Mounier.....	256
3 ^o Région à l'ouest de la crête de Rognone.....	258
4 ^o Région au sud de Saint-Sauveur-sur-Tinée.....	259
5 ^o Région de Valdeblore et de Venanson (vallée de la Vesubie).....	262
6 ^o Région de Roquebillière (vallée de la Vesubie).....	263
7 ^o Région de la Bollène-Vesubie.....	264
8 ^o Régions avoisinant le secteur étudié.....	265
a. Sud du dôme de Barrot.....	265
b. Région entre le sud du Barrot et la Roya.....	266
REMARQUES	266
II. LES MARNES NOIRES : APTIEN-CÉNOMANIEN INFÉRIEUR	
<i>Études régionales sommaires :</i>	
1 ^o Région nord du vallon de Roya.....	272
2 ^o Haut-Vallon de Roya.....	272
3 ^o Crête de Rognone et région occidentale.....	273
4 ^o Vallée du Haut-Var.....	274
5 ^o Région de Saint-Sauveur-sur-Tinée.....	274
6 ^o Vallée de la Vesubie.....	276
7 ^o Vallon de Caïros.....	277
8 ^o Région avoisinant le secteur étudié.....	278
REMARQUES	280
III. LE COMPLEXE CALCAIRE SUPÉRIEUR. — CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR — SÉNONIEN	
<i>Études régionales sommaires :</i>	
1 ^o Le Crétacé supérieur des régions nord-ouest du secteur étudié.....	282
2 ^o Le Crétacé supérieur du Haut-Var.....	282
3 ^o Le Crétacé supérieur des régions sud-est du secteur étudié.....	283
4 ^o Le Crétacé supérieur des régions avoisinantes.....	283
REMARQUES	284

INTRODUCTION

Si le Crétacé est largement représenté sur les feuilles Saint-Étienne-de-Tinée, Puget-Théniers et Saint-Martin-Vesubie au 1/50 000, ses divers horizons sont très pauvres en fossiles. Ce qui frappe à première vue ce sont des ensembles lithologiques qui ont été déjà fort opportunément distingués par L. BERTRAND. Mais ils varient latéralement, si bien qu'on ne saurait tenter d'établir une coupe-type pour toute la région.

J. GOGUEL, pour le secteur au sud du Dôme de Barrot, a apporté de premières lumières en étudiant, pour le Crétacé inférieur, les variations de faciès et les conclusions paléogéographiques

que l'on peut en tirer. Tenant compte de ses travaux, je tenterai de les compléter vers le nord et de serrer d'un peu plus près, le problème, que pose la région.

Notre point de départ sera la succession qui peut être comparée à celle de la fosse vocontienne, c'est-à-dire celle que l'on observe au nord-ouest de la feuille Saint-Étienne-de-Tinée.

Ici, la coupe générale du Crétacé montre trois grands ensembles lithologiques de bas en haut :

3. — *b.* Calcaires plus ou moins marneux clairs à cassure esquilleuse lités en bancs minces;
a. Calcaires lités, durs, formant abrupt.
2. — Marnes noires admettant à la base des intercalations calcaires. Cet horizon est désigné souvent par extension abusive sous le nom de « marnes noires aptiennes ».
1. — Calcaires et marno-calcaires lités avec, vers le haut, des bancs assez calcaires et durs pour apparaître dans la topographie.

Les couches groupées, ici, sous le 1 font suite sans lacune au Tithonique. Elles correspondent, à peu près au Valanginien-Hauterivien-Barrémien.

Les marnes noires 2 englobent, au moins en certains points, non seulement l'Aptien, mais l'Albien, et même le Cénomanién inférieur.

Le complexe des calcaires lités supérieurs ne peut être subdivisé paléontologiquement. Quelques Inocérames déterminables et de rares Rosalines permettent seulement d'affirmer que l'on est, là, en présence du Turonien et du Sénonien. Pour des raisons morphologiques et pour les besoins de la cartographie, l'on a distingué : la série inférieure 3*a* en considérant qu'elle correspond, en gros, au Turonien et la partie supérieure 3*b* comme étant sénonienne.

D'une manière très générale, ces assises sénoniennes se terminent par une mince formation souvent détritique où règnent des cristallisations ambiguës, sur la nature desquelles je ne me prononcerai pas, mais que, par comparaison avec des cristallisations semblables décrites par Mme RECH-FROLLO ⁽¹⁾, dans le Poudingue fleuri du Danien pyrénéen, j'ai appelées « *Microcodium* ». Il est entendu que ce mot, qui évite une périphrase, n'a pas plus de sens biologique que celui de « *Fucoïdes* » pour les pistes du Trias. Mais cet horizon, qui repose partout sur le Crétacé supérieur, a une valeur de repère ou de limite qui est fort importante sur le terrain.

La question de son âge exact sera examinée, mais, ici, il convenait de le mentionner comme formant dans toute la région le toit du Crétacé supérieur.

La coupe de référence du Crétacé donnée ci-dessus s'applique dans le secteur étudié aux vallées du Var et de la Tinée, mais ses divers termes varient vers l'est.

La série inférieure, après être devenue plus marno-calcaire et très puissante entre le Cians et la Tinée, va perdre de l'épaisseur entre Tinée et Vésubie, puis devenir calcaire, relativement mince, et au moins localement incomplète. Un niveau repère barrémien, à fossiles remaniés, glauconie et rognons phosphatés, la couronne dans le bassin de la Vésubie, mais ses divers horizons ne sont plus discernables.

Les marnes noires sont encore distinctes entre Cians et Tinée. Au sud d'Ilonse, puis entre Tinée et Vésubie, vers Utelle, leur base, datée du Gargasien, repose sur le hard-ground barrémien. Plus au nord la série marneuse évolue, dès l'est de la Tinée, vers un faciès marno-calcaire glauconieux où l'on ne date guère que le Gault et le Cénomanién inférieur. L'ensemble diminue d'épaisseur. Quant au puissant Crétacé supérieur, toujours aussi stérile, il reste à peu près partout semblable à lui-même. Tout au plus noterons nous vers sa base, au nord de Tournefort, des bancs marno-calcaires lités par quoi débute la série néo-crétacée et que leur faune classe dans le Turonien inférieur et moyen.

Dans ces régions orientales, le niveau dit à *Microcodium* se retrouve en certains points, toujours apparemment concordant avec le Sénonien et toujours raviné par le Nummulitique.

J'étudierai séparément les termes 1, 2 et 3 et leurs variations latérales.

⁽¹⁾ Bull. Soc. Géol. Fr. (5) t. XVIII, 1948, p. 115.

I. — LE COMPLEXE INFÉRIEUR

VALANGINIEN-BARRÉMIEN

ÉTUDES RÉGIONALES SOMMAIRES

1. — RÉGION AU NORD DU VALLON DE ROYA

Le complexe inférieur est assez mal représenté car il se trouve généralement engagé dans des dislocations qui dégénèrent en chevauchements.

Dans le vallon inférieur de Demandols, à l'ouest de Saint-Étienne-de-Tinée, il est constitué par 100 à 150 mètres de marno-calcaires en petits bancs, devenant plus calcaires à la partie supérieure. Les fossiles y sont fort rares et l'on ne peut citer qu'un *Neocomites* du groupe de *neocomiensis*.

Au sud du vallon de Demandols, le Crétacé inférieur se relève pour former les cimes de la Bercia.

La série débute, au-dessus du Tithonique, par des calcaires lités comportant des intercalations marneuses à fossiles pyriteux. La maigre faune recueillie dans ces assises (voir tableau, p. 268) indique le Valanginien. Les couches supérieures, formant les cimes de la Bercia, sont stériles.

Un peu à l'W.S.W., le Tithonique du mont Riounet supporte le Crétacé inférieur qui constitue les divers sommets de la montagne.

Au-dessus des horizons inférieurs sans fossiles, la masse même du Néocomien est formée de calcaires marneux sombres lités où je n'ai recueilli que :

Aptychus mortilleti PICT. et DE LOR.;

Aptychus cf. *seranonis* COQ.

La partie moyenne de ce complexe, qui s'étend à l'est de la Baisse au Triboulet, renferme des niveaux riches en *entroques* non roulées, ce qui indique dans ces parages l'existence de « prairies de Crinoïdes ». Malgré l'aspect à première vue bathyal du faciès, ces organismes témoignent d'eaux peu profondes, à moins qu'il ne s'agisse de crinoïdes fixés à des corps flottants. Dans toute la région comprise entre les vallons de Demandols et de Roya, la série néocomienne demeure monotone. Les différents gisements épars à divers niveaux sont récapitulés dans le tableau, pages 268 à 271.

Comme nous l'avons indiqué pour le Malm, ces faunes ont permis l'attribution exacte des niveaux marneux du Crétacé ou du Malm, distinction essentielle pour les interprétations tectoniques.

Les quelques jalons trouvés au nord du vallon de Roya permettent, pour l'instant, les conclusions suivantes :

a. *Le complexe inférieur* est une *série monotone* de marno-calcaires et de calcaires lités avec intercalations marneuses, très pauvres en fossiles, sauf à sa base qui a fourni, à la Bercia, une faunule du *Valanginien* et qui, à son sommet, admet des couches à *Aptychus* et *Duvalia*.

b. *L'épaisseur* de cet ensemble est relativement *faible* et varie de 100 à 150 mètres.

c. La série admet des intercalations de faciès à *Entroques*, indice probable de *faible profondeur* des eaux.

2. — MASSIF DU MOUNIER⁽¹⁾ (fig. 53)

a. Le Mounier — Mont Ferant (écaïlle intercutanée).

Au sud du vallon de Roya, le Mounier est le sommet le plus élevé de la zone sédimentaire (2 819 m).

Le Crétacé forme sa partie supérieure et toute la crête S.E.-N.W. qui s'allonge du point

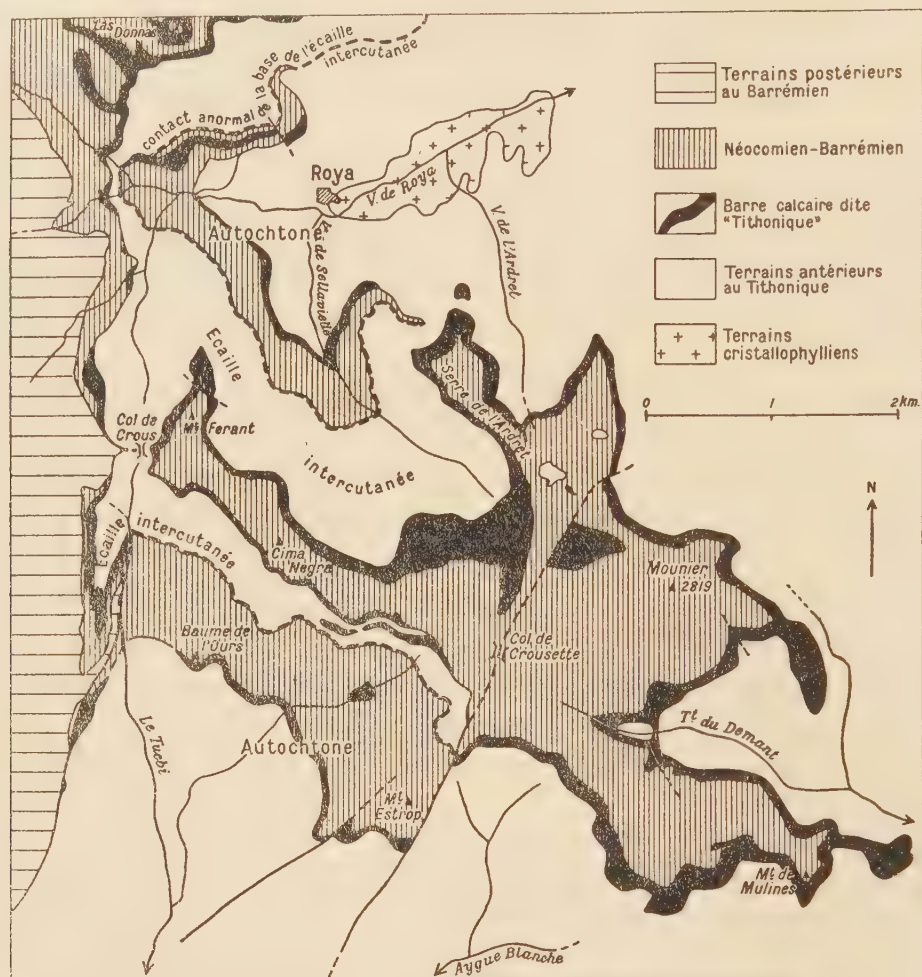


FIG. 53. — Carte schématique de la région du Mounier

culminant jusqu'au col de Crous. En outre, il s'étend au nord pour former la Serre de l'Ardret, et vers le sud-est dans le Mont Demant et le Mont de Muliné.

Le Crétacé inférieur du massif comporte trois ensembles lithologiques, avec de rares repères fauniques fig. 54.

- | | |
|---|----------------|
| 3. — Calcaires lités gris ou bleu sombre relativement résistants avec intercalations marneuses, du sommet du Mounier et jusqu'aux abords et du refuge..... | 40 à 50 mètres |
| 2. — Calcaires marneux lités en petits bancs monotones, avec intercalations plus marneuses... | 100 à 120 — |
| 1. — Marnes schisteuses auxquelles passent en continuité les calcaires tithoniques. Elles sont bien développées dans l'éperon allongé du Mont Demant au Mont de Muliné, sous un placage correspondant à la base de l'horizon 2..... | 30 à 40 — |

⁽¹⁾ Mounier ou Monnier veut dire le Mont Noir. C'est donc un pléonisme d'écrire comme les cartographes Mont Mounier. Aussi bien dans le pays dit-on le Mounier. C'est ainsi que, malgré les cartographes je l'appellerai. L'extension de ses formations néocomiennes sombres justifie bien son nom.

Le passage du Tithonique au Crétacé inférieur se fait par quelques mètres d'alternances de calcaires et de marno-calcaires. De rare en rare, on y trouve des débris d'ammonites valanginiennes.

La partie supérieure du niveau 1 est relativement fossilifère, surtout au nord du Mounier, dans la serre de l'Ardret.

La faune recueillie indique déjà la zone à *Saynoceras verrucosum*, en particulier à la cote 2 208 (pt. 968 1/218,5), c'est-à-dire environ à 40 mètres au-dessus de la base du Crétacé.

Le reste de la série est beaucoup moins riche, cependant les calcaires marneux 2 ont fourni, au nord du Mounier, au point coté 2 551, une faunule de l'Hauterivien inférieur (voir tableau, p. 268-271), 70 mètres au-dessus du Tithonique.

Quant aux calcaires lités terminaux 3, de mauvais débris dispersés surtout aux abords du refuge, indiquent un âge Hauterivien supérieur — Barrémien inférieur :

Lytoceras cf. *phestus* MATH sp. *Parahoplites* (*Pseudothurmannia* cf. *feraudi*, D'ORB. sp. ont été trouvés en place.

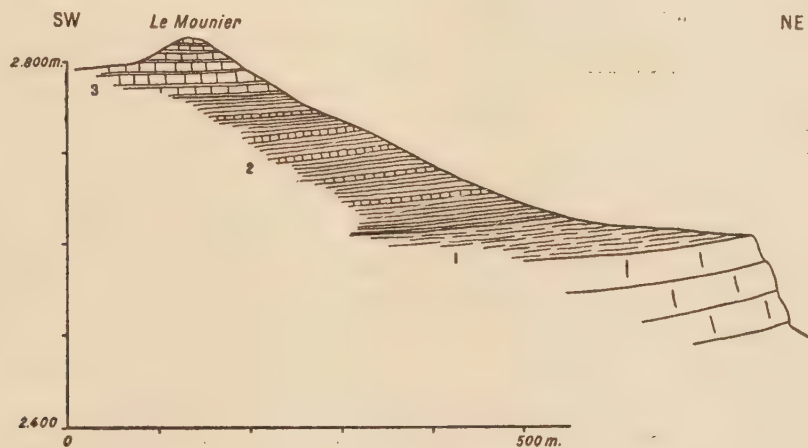


FIG. 54. — Coupe du complexe inférieur du Crétacé au Mounier
Légende dans le texte
(Échelle approximative)

D'autres espèces, hauteriviennes, proviennent des éboulis de la falaise nord du Mounier, mais sans localisation précise.

Le sommet lui-même serait donc barrémien. Les termes plus élevés du Crétacé, enlevés par l'érosion, n'existent pas ici.

L'ensemble Valanginien-Hauterivien-Barrémien atteint au Mounier même, 200 à 220 mètres et paraît sensiblement plus puissant que dans le vallon de Demandols.

La série du Mounier se prolonge vers le nord-ouest et forme la crête qui, entre les cols de Croussette et de Crous, est jalonnée par les cotes 2 552, 2 551 (Cima Negra) et 2 378 (Mont Ferant).

Au nord-est et au sud-ouest, cette crête comporte une puissante dalle, presque horizontale, de calcaires du Malm qui détermine partout d'importantes falaises. Le Crétacé, superposé au Tithonique, consiste surtout en calcaires lités et en marno-calcaires sombres, où n'ont été recueillis que de rares restes d'Ammonites. A l'ouest de Cima Negra, l'on peut citer *Holcostephanus* cf. *astieri* D'ORB. sp., *H. sayni* KIL. sp., *Neocomites* sp.

Dans le versant de l'arête du Mont Ferant qui descend vers le col de Crous, un horizon est farci de très grands *Cancellophycus*. On le retrouve vers la Cima Negra.

En somme, toute la série superposée au Tithonique appartient au Néocomien et rien, jusqu'ici, ne peut être attribué au Barrémien. D'ailleurs, compte tenu de la puissance moyenne des assises, cet étage a dû être enlevé par l'érosion.

b. Nord de la crête Mounier-Mont Ferant (l'autochtone de l'écaille intercutanée) [voir fig. 53, p. 256].

Au versant sud du vallon de Roya, les ravins de Crous, de Sellavielle et de l'Ardret entaillent le Crétacé inférieur autochtone sur une centaine de mètres.

Il comporte ici des calcaires sombres lités, séparés par des délits marneux souvent écrasés, et son aspect général rappelle le complexe lité compris entre l'Oxfordien et le Malm. Tant au versant nord du haut vallon de Roya que dans les escarpements des flancs est et ouest du vallon de Sellavielle et que, enfin, au-dessus de la barre 1 666 de la Serre de l'Ardret, j'ai pu, en beaucoup de points, recueillir des *Aptychus*, des *Duvalia* et des débris d'Hoplitidés qui ne laissent aucun doute sur l'attribution au Néocomien de ces assises litées.

A leur partie supérieure, le Crétacé inférieur devient plus marneux et est partout recouvert par le Trias et le Lias de la base de l'écaille, sans aucune intercalation de termes plus élevés.

Sans que l'on puisse parler d'hétéropisme, il existe une sensible différence d'aspect entre le Néocomien inférieur de l'écaille intercutanée et celui de son substratum. Ce dernier est plus calcaire.

c. Sud de la crête Mounier-Mont Ferant.

Le Crétacé inférieur qui réapparaît sous le bord de l'écaille a un faciès plus calcaire, au moins quant au sommet de la série.

Il surmonte régulièrement le Tithonique qui forme une falaise⁽¹⁾ de la Baume de l'Ours au Mont Estrop.

L'éperon de la Baume de l'Ours montre une bonne coupe du *substratum* de l'écaille.

Puissant d'environ 250 mètres, le Crétacé inférieur débute par des alternances de marnes et de marno-calcaires valanginiens à Ammonites pyriteuses, suivis de calcaires marneux lités, stériles.

La partie supérieure de ces bancs devient calcaire. Elle m'a fourni, aux abords du signal géodésique 2 147, parmi de grandes Ammonites en fort mauvais état : *Lytoceras* gr. de *sutile* OPP. sp. *Silesites seranonis* D'ORB. sp. *Parahoplites* sp. et la hampe d'un grand *Ancyloceras*.

Cette faune, malgré sa mauvaise conservation date donc le Barrémien.

Au-dessus des calcaires, le Crétacé marneux est fort peu épais et l'on atteint, en une quinzaine de mètres, la base de l'Oxfordien chevauchant.

Outre son importance tectonique, cette coupe offre l'intérêt de préciser la puissance de la série du Crétacé inférieur et d'en dater la base et le sommet.

Au nord-ouest du point 2 147, tout le versant est du haut vallon du Tuébi est couvert d'éboulis qui ont glissé sur des marnes oxfordiennes et ce n'est qu'au versant ouest que réapparaît le Crétacé. Là, le front de l'écaille intercutanée arrive en contact anormal avec des marnes noires, aptiennes, et le Malm, violemment froissé, supporte, sur un Néocomien aminci par des décollements, les termes supérieurs du Crétacé, qui, complétés de Nummulitique, forment la puissante crête de Rognone.

Aucun de ces affleurements n'a fourni de faunes, ni de profils exempts de dislocations.

3. — RÉGION À L'OUEST DE LA CRÊTE DE ROGNONE

A l'occident du massif de Rognone-Mont-Rognoso, le Crétacé inférieur affleure largement, dès le pied de la Tête de Méric. Faisant suite à la barre de Malm qui domine Bouchanière, il y forme des croupes où le Valanginien est fossilifère (voir tableau, p. 268-271). La série néocomienne est moins calcaire qu'à l'est et passe vers le haut aux marnes noires.

Vers l'ouest, la Haute Barlatette est encaissée dans le Crétacé moyen et supérieur. Elle coupe la barre du Malm qui prolonge celui de Bouchanières et qui porte, à l'ouest de la Gorge, le nom de Barre du Cougnet de l'Aigle. Le Néocomien succède en continuité, au Tithonique, et affleure largement dans les versants de l'éperon du Cougnet de Barels où il est couronné par l'Aptien-Albien.

⁽¹⁾ Continue, sauf en quelques tronçons où des éboulis la masquent.

Après des marno-calcaires lités de faciès valanginien, la série néocomienne, marno-calcaire, mesure environ 200 mètres et se termine par 20 mètres de marno-calcaires durs formant falaise. C'est au-dessus de cet horizon que débute le complexe à dominante de marnes noires que l'on rattache en général, sans preuve paléontologique, à l'Aptien-Albien. Ici, j'ai recueilli une mauvaise ammonite écrasée que l'on peut rapporter, avec doute, à *Puzosia* (*Callizoniceras*) *emerici* RASP. sp.

J'incline donc à attribuer les marno-calcaires en falaise au Barrémien et le début des marnes noires à l'Aptien.

Les assises du Crétacé inférieur s'enfoncent doucement vers le N.N.W. et leur affleurement est coupé par la vallée de la Barlate dans les Bois de Pignatelle. Les hameaux de Saint-Roch, Gardisole, les Tourres, sont bâtis déjà sur les marnes noires qui font suite au Néocomien. Mais, celui-ci reparaît dans le versant gauche de la haute Barlate, en face des Tourres. Là, en effet, le front de l'échelle intercutanée de Roya fait une dernière réapparition. La dalle de Malm, en falaise à mi-pente, chevauche le Néocomien qu'elle a entraîné et qui en enveloppe la terminaison. Le sentier des Tourres au col de Pal gravit en zig-zag un éperon où ce Néocomien, très froissé, a livré divers tronçons de *Duvalia*.

Au-dessus de la barre calcaire, le Crétacé inférieur qui semble plus marno-calcaire qu'à l'est, mesure environ 150 mètres et passe aux marnes noires, formant les parties hautes de la crête de l'Ardon.

Il semble donc y avoir ici une tendance à l'homogénéisation des faciès du Néocomien et les marno-calcaires lités ne prêtent pas à des coupures fondées sur la lithologie.

Cette variation de faciès qui n'est qu'ébauchée sur le bord occidental de la feuille de Saint-Étienne de Tinée, doit s'affirmer plus à l'ouest, c'est-à-dire dans la vallée du Haut Var.

En effet, au nord-ouest d'Entraunes, G. VERRIER⁽¹⁾ a retrouvé la même série de marno-calcaires lités, de marnes avec intercalations calcaires, où aucune subdivision lithologique ne peut être proposée.

La partie supérieure comporte, comme dans les coupes décrites précédemment, un niveau plus calcaire, souvent en falaise. Plus heureux que moi, G. VERRIER y a récolté des *Macroscaphites* du Barrémien.

Localement, F. HÉRITIER⁽²⁾ a observé un dernier banc dur terminé par un hard-ground à Belemnites.

Le Crétacé inférieur existe par ailleurs au versant droit du Var, à hauteur de Guillaumes. A la vérité, il n'y est pas en place et, dans ces parages, la série représentée sur la feuille au 1/80 000 ne correspond pas à la réalité.

Au-dessus des divers paquets de Tithonique glissé⁽³⁾ on observe çà et là des marno-calcaires valanginiens à Ammonites pyriteuses (voir tableau p. 268-271).

Enfin, ces mêmes horizons existent en place à l'ouest (feuilles Entraunes 3-4 et Allos 7-8) où je ne les ai pas étudiés puisqu'ils sont en dehors de mes levers.

4. — RÉGION AU SUD DE SAINT-SAUVEUR-SUR-TINÉE

Le Crétacé inférieur manque, enlevé par l'érosion, de la vallée du Var à l'est de celle du Cians et le seul fil conducteur nous est fourni par la série du Mounier déjà décrite, mais qui s'arrête au méridien de Vignols.

⁽¹⁾ G. VERRIER. Étude géologique de la haute vallée du Var de la Cayolle à Entraunes. *Diplôme d'études supérieures*, Grenoble, décembre 1950.

⁽²⁾ *Loc. cit.* p. 232.

⁽³⁾ La puissante zone oxfordienne qui passe vers Sauze et se prolonge au flanc ouest de la vallée a provoqué des glissements de terrains quaternaires et récents. Ils ont entraîné de vastes paquets de la barre tithonique. Celle-ci passe normalement vers l'altitude de 1 200 mètres non loin de Sauze, puis à l'ouest de l'Adrech Champlong.

Les paquets glissés constituent un lambeau de falaise à l'aval est de l'Adrech Champlong, un second, 400 mètres plus au nord en 960,6/209,8, un autre vers 1 000 mètres d'altitude où ses calcaires massifs émergent de la forêt en 960,4/210.

Pour retrouver une coupe complète, il faut gagner à l'est du Cians, les montagnes déshé-ritées séparant ce torrent du cours inférieur de la Tinée.

Le complexe inférieur du Crétacé se présente sous le même aspect qu'au Mounier, mais l'ensemble de la série tend vers un type plus calcaire, notamment quant à ses bancs terminaux.

a. *Au nord du village d'Illonse* la succession est la suivante (fig. 55, p. 261).

4. — Calcaires à Radiolaires, en gros bancs comportant à leur partie supérieure un horizon un peu glauconieux à débris de Belemnites. La surface terminale est corrodée, avec nodules phosphatés et débris d'Ammonites	50 mètres
3. — Calcaires en bancs de 0,50 avec intercalations marneuses	80 à 100 —
2. — Marno-calcaires en petits bancs avec intercalations calcaires	150 à 200 —
1. — Calcaires marneux gris clair à Calpionelles reposant sur le Tithonique	30 —

Le niveau 1 à :

Calpionella (Tintinopsella) carpathica MURGOCI-PHILIP. sp.
Calpionella (Stenosemellopsis) hispanica COLOM.
Calpionellites neocomiensis COLOM.

représente le Valanginien inférieur-moyen.

Les marno-calcaires 2 comportent à leur base un horizon plus marneux à Ammonites pyriteuses du Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur.

Le reste de la série est presque complètement stérile, et la microfaune n'en est pas caractéristique.

La dalle terminale, à débris de Belemnites, n'offre que de très mauvais restes d'Ammonites.

Au Fournil, sur la route qui monte de la vallée de la Tinée vers Illonse, J. CARRIVE et moi avons récolté :

Duvalia grasiana DUV. sp.
Desmoceras (Barremites) cf. strettostoma UHLIG. sp.

qui suggèrent l'âge barrémien à cet horizon. Toutefois, un doute demeure. En effet, les marnes noires qui surmontent ces dalles contiennent, dès leur base, une faune gargasienne. On pourrait ainsi penser que l'Aptien inférieur ne s'étant pas déposé, l'absence de sédimentation soit soulignée par le hard-ground couronnant la dalle calcaire. Il n'est donc pas exclu que les fossiles barrémiens qui y sont associés soient remaniés.

b. L'ensemble crétacé s'épaissit rapidement vers l'est. *Au Mont, 2 kilomètres à l'Orient d'Illonse*, le complexe atteint près de 500 mètres de puissance sans qu'il y ait apparence d'un redoublement tectonique quelconque.

La coupe, analogue de celle d'Illonse, montre, de haut en bas (fig. 55, p. 261) :

4. — Calcaires lités à Radiolaires	80 à 100 mètres
3. — Calcaires lités en petits bancs avec intercalations marneuses	100 —
2. — Marno-calcaires lités avec intercalations calcaires	250 à 300 —
1. — Calcaires marneux gris clair à Calpionelles	30 à 50 —

Si l'on constate, ici, un épaississement général de tous les niveaux du Crétacé inférieur, c'est surtout l'ensemble marneux 2 qui devient plus puissant. Sa base a fourni, au nord du Mont, une faune pyriteuse indiquant le passage du Valanginien à l'Hauterivien, avec, notamment :

Phylloceras serum var. *perlobata* SAYN.
Neocomites neocomiensis D'ORB. sp.
Neocomites cf. trezanensis (Lory) SAYN.
Leopoldia quadristrangulata SAYN.
Holcostephanus atherstoni SHARPE sp.
H. ventricosus von KOEN.
Bochianites neocomiensis D'ORB. sp.

Malgré l'absence de fossiles, dans la partie supérieure de l'assise, on peut penser que l'ensemble 2 ci-dessus correspond à l'Hauterivien.

Le Barrémien, avec peut-être encore l'Hauterivien supérieur, seraient représentés par les niveaux 3 et 4.

c. Cette série se réduit vers l'est d'Ilonse, dans la vallée de la Tinée. *Entre la Bolinette et le village de Marie*, on ne relève plus que la succession suivante (fig. 55).

- | | |
|---|----------------|
| 4. — b. Calcaires lités se terminant par une dalle glauconieuse à Belemnites, dont la surface est corrodée et comporte des nodules phosphatés | 20 à 30 mètres |
| a. Calcaire gris à glauconie admettant à sa base un lit de silex | 2 — |
| 3. — Calcaires marneux lités avec intercalations marneuses | 30 — |
| 2. — Marno-calcaires lités avec intercalations calcaires | 50 — |
| 1. — Calcaires gris, lités, en banc de 0,20 à 0,30 reposant sur les calcaires massifs du Tithonique . | 20 à 30 — |

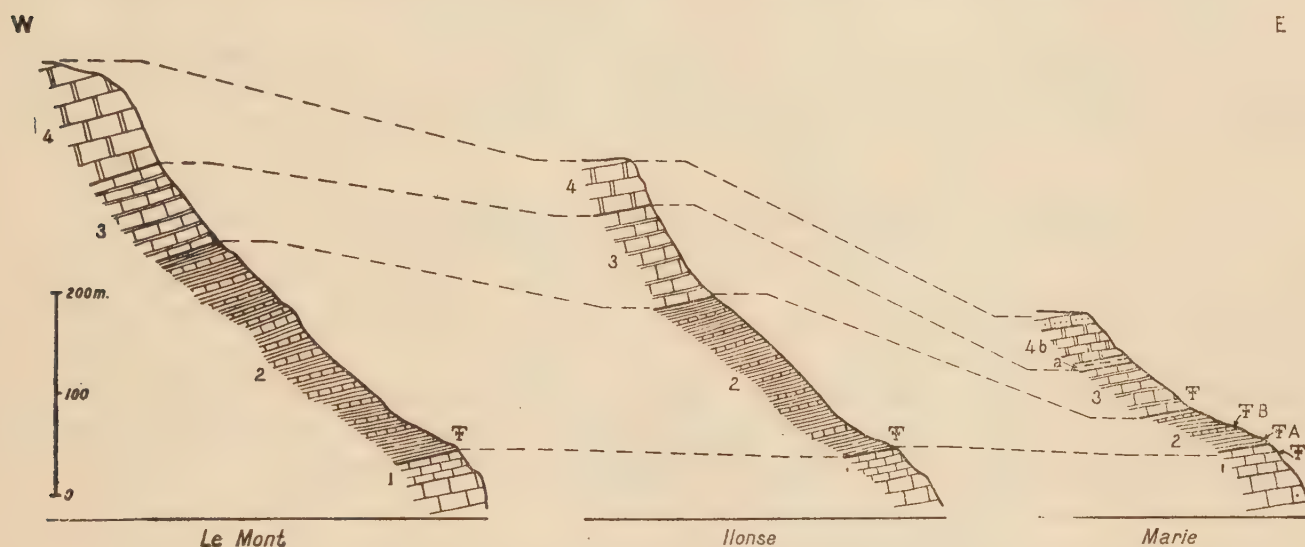


FIG. 55. — Coupes du complexe inférieur du Crétacé dans la région sud de Saint-Sauveur-sur-Tinée
Légende dans le texte

Le complexe inférieur du Crétacé ne mesure donc ici que 100 à 150 mètres.

Les différents niveaux y sont relativement fossilifères. Le calcaire inférieur 1 qui est l'équivalent de l'horizon 1 des coupes précédentes, a fourni, à sa partie supérieure une faunule avec *Neocomites neocomiensis* D'ORB du Valanginien.

Les marno-calcaires 2 comportent deux horizons fossilifères :

A la base même on récolte en particulier :

Duvalia emerici D'ORB. sp.
Neocomites neocomiensis D'ORB. sp.
Neocomites cf. biformis SAYN.

qui indiqueraient déjà le Valanginien supérieur.

A 25 mètres de la base :

Duvalia dilatata BLAINV. sp.
Holcostephanus (Astieria) ventricosus Y. KOEN.
Holcostephanus (Astieria) sayni KIL.
Neolissoceras grasi D'ORB. sp.

Cet horizon terminal représente sans doute l'Hauterivien inférieur.

Le niveau 3, plus calcaire, fournit vers sa base un horizon à :

Crioceras cf. *nolani* KIL.

Puzosia cf. *ligata* D'ORB. sp.

qui évoquent déjà la fin de l'Hauterivien et le passage au Barrémien.

Quant à la couche glauconieuse terminale 4, elle n'est pas fertile, ici, mais par assimilation avec ce que nous avons vu à Ilonse et à ce qui sera décrit plus à l'est, on peut l'attribuer au Barrémien.

Cette coupe appelle une comparaison avec celle d'Ilonse :

- a. Les niveaux numérotés 1 dans les deux séries sont équivalents.
- b. L'horizon fossilifère de la base des marno-calcaires d'Ilonse 2 correspond sans doute au deuxième niveau fossilifère de la coupe Marie ci-dessus.
- c. La série plus calcaire 3 d'Ilonse peut être attribuée à l'Hauterivien supérieur.

Ainsi, du Mont vers Marie, si l'on observe une réduction générale de l'épaisseur des divers niveaux du Néocomien et du Barrémien, et, plus particulièrement des marno-calcaires de l'Hauterivien, les deux séries sont apparemment sans lacunes et s'éclairent réciproquement.

5. — RÉGION DE VALDEBLORE ET DE VENANSON (VALLÉE DE LA VÉSUBIE)

Les divers horizons de la coupe de Marie se poursuivent au versant sud du vallon de Valdeblore (ravin de Bramafam); mais, plus ou moins masqué par les éboulis, cet ensemble n'offre pas de profils stratigraphiques continus.

Les marno-calcaires du Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur sont plus épais et atteignent jusqu'à 150 mètres. Leurs niveaux inférieurs marneux fournissent, au nord de la Serena, une faune analogue à celle du 2^e horizon fossilifère de la coupe de Marie, avec :

Neocomites neocomiensis D'ORB. sp.

Leopoldia cf. *provincialis* SAYN.

Holcostephanus (Astieria) ventricosus v. KOEN sp.

Le complexe inférieur forme la crête séparant la vallée de Valdeblore de celle de la Vésubie et tout le versant de la cime de Colmiane jusqu'au torrent de Venanson.

Très peu fossilifère et beaucoup plus monotone, la série est formée de calcaires lités avec des intercalations marneuses de 10 à 20 mètres. Ces marnes n'ont fourni aucune microfaune caractéristique.

La partie supérieure de la succession comporte des calcaires lités durs formant un relief. Localement, au col de Such, son toit est formé par un banc de calcaire à glauconie mais sans hard-ground ni Belemnites.

Aucun repère paléontologique ne permet de paralléliser les termes de cet ensemble avec ceux de la coupe de la vallée de la Tinée.

Seuls les niveaux marneux inférieurs ont fourni vers le col de Such : *Bochianites neocomiensis* D'ORB. et *Holcostephanus (Astieria)* sp.

Les bancs calcaires intercalés dans les marnes ne renferment que :

Aptychus (Lamellaptychus) seranonis COQ.

Aptychus (Lamellaptychus) mortilleti de LOR.

Duvalia lata D'ORB. sp.

Le Crétacé inférieur de la région de Venanson est épais d'environ 250 mètres à 300 mètres, puissance nettement supérieure à celle qu'il offre dans la vallée moyenne de la Tinée où il ne mesure que de 100 mètres à 150 mètres.

6. — RÉGION DE ROQUEBILLIÈRE (VALLÉE DE LA VÉSUBIE)

Vers le sud de Venanson, le complexe inférieur se suit au versant droit de la Vésubie le long des pentes raides en contre-bas de la forêt de la Maluna. Le crétacé relativement marneux du ravin de Venanson passe progressivement à un faciès plus calcaire surtout dans sa partie supérieure.

Dès le ravin de la Maluna, les divers niveaux diminuent d'épaisseur, et l'on voit apparaître à son toit, un hard-ground à nodules phosphatés.

A la crête de la Villette ou au sommet du Castel-Viel la succession est la suivante (fig. 56) :

- | | |
|---|-----------------|
| 5. — Marno-calcaires noirs, glauconieux à la base. | |
| 4. — Banc calcaire à patine jaune (glauconie altérée) se terminant par un <i>hard-ground</i> à débris d'Ammonites | 0,50 à 2 mètres |
| 3. — Calcaires un peu glauconieux à Belemnites | 0,50 à 1 — |
| 2. — Calcaires marneux lités en petits bancs | 5 à 10 — |
| 1. — Calcaires lités à silex blonds reposant sur les calcaires massifs du Malm supérieur. | |

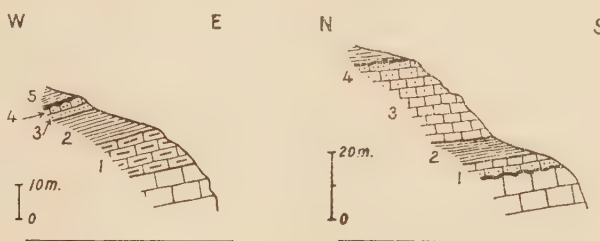


FIG. 56

FIG. 57

Coupes du complexe inférieur du Crétacé dans la vallée de la Vésubie

FIG. 56. — A gauche, région de Roquebillière

FIG. 57. — A droite, région de la Bollène-Vésubie

Légende dans le texte
(Échelle approximative)

Les niveaux 1 et 2 sont plus marneux, plus lités que les calcaires du Malm supérieur sous-jacent et s'en distinguent nettement.

Nous avons vu, en étudiant le Jurassique supérieur que le toit de ces calcaires massifs subordonnés a fourni un peu au sud, à Lantosque, des polyptères du Tithonique. Il est donc logique d'attribuer, au Crétacé, les horizons superposés au calcaire, malgré l'absence de preuve paléontologique.

L'horizon 4 a fourni une riche faune (voir tableau, p. 268-271) à laquelle d'abondants *Pulchellia*, *Holcodiscus*, *Desmoceras* confèrent un cachet nettement barrémien. Le banc peut se dédoubler et donner deux couches à débris d'Ammonites séparés par un lit calcaire glauconieux de 0,50 à 1 mètre.

La succession des assises 1, 2, 3 n'offre aucun indice de lacune, jusqu'au Barrémien; mais il n'est pas possible d'affirmer que la sédimentation, totalisant une si faible épaisseur, ait été continue durant le Néocomien.

Le passage, du faciès marneux septentrional au faciès calcaire décrit ici, s'effectue donc extrêmement rapidement avec une diminution importante d'épaisseur. En effet, au versant gauche du vallon de la Maluna, vers les Granges de Caton, le complexe inférieur du Crétacé atteint encore 250 à 300 mètres, dans la crête de la Villette — Castel-Viel, 2 kilomètres plus au sud, il ne mesure pas 30 mètres.

Ce faciès, réduit, se retrouve à l'est de la Vésubie et se poursuit sur toute la bordure sud du massif de l'Argentera-Mercantour.

7. — RÉGION DE LA BOLLÈNE-VÉSUBIE (fig. 57. p. 263)

Si le complexe inférieur du Crétacé est, analogue à celui de la région de Roquebillière, il offre cependant quelque variation par rapport à la coupe du Castel-Viel.

Au-dessus de la route de la Bollène au Fort de Flaut, immédiatement au nord du ravin de la Planchette, on observe la succession suivante :

4. — c. Calcaires glauconieux à Ammonites silicifiées et nodules phosphatés se terminant par un <i>hard-ground</i>	0,20 mètres
b. Calcaires gris avec quelques grains de glauconie.....	1 —
a. Calcaires glauconieux à débris d'Ammonites.....	0,20 —
3. — Calcaires lités à Belemnites devenant glauconieux à la partie supérieure.....	15 à 20 —
2. — Marno-calcaires avec intercalations calcaires.....	5 à 10 —
1. — Calcaires sombres lités glauconieux à patine brune contenant des débris d'Ammonites siliceuses et reposant sur la surface corrodée du Malm supérieur.....	4 à 5 —

Dès sa base, cette série est remarquable en ce que le début de la période crétacée correspond, ici, à une absence de sédimentation ainsi qu'en témoigne la surface corrodée du Malm supérieur.

Le niveau inférieur 1 n'a fourni que des fragments très abîmés et usés d'Ammonites remaniées. Tout au plus, peut-on y reconnaître : *Neocomites neocomiensis* D'ORB. sp., *Thurmannites salentina* SAYN, *Holcostephanus (Astieria) filosa* BAUM., *Holcostephanus (Astieria) Sayni* KIL. Sous la réserve qu'imposent ces fossiles remaniés, je rapporterais volontiers cet horizon au Valanginien supérieur-Hauterivien. La lacune correspondrait au moins au Valanginien inférieur.

Les couches supérieures fossilifères 4 sont les mêmes que celles qui figurent sous le n° 4 dans les coupes de la Villette et du Castel-Viel et appartiennent au Barrémien. Elles constituent ainsi un niveau repère largement étendu qui, tant par sa teinte que par son rôle morphologique, est bien visible.

Vers l'est, dans le vallon de la Planchette, vers le Castel, le niveau inférieur 1 ne s'observe plus. Le Crétacé débute par des calcaires marneux reposant sur le Malm supérieur sans niveau glauconieux, ni marno-calcaires; viennent ensuite des calcaires lités qui se terminent par le *hard-ground* à Ammonites barrémiennes.

La puissance de cet ensemble est de l'ordre de 25 mètres.

Au nord, dans le vallon des Graus, le complexe inférieur est tout à fait analogue à celui du Castel-Viel, mais, plus réduit, il atteint à peine 10 à 15 mètres. Il repose, encore ici, sur la surface corrodée du Malm supérieur et débute souvent par des calcaires un peu glauconieux.

Vers l'est, dans la crête réunissant la cime de Raus à la pointe de Rugger, le complexe inférieur du Crétacé devient plus marneux. Il est constitué par 10 ou 15 mètres de marno-calcaires feuilletés reposant sur le Tithonique à Polypiers. Plus calcaire, la partie supérieure comporte à son toit, un banc glauconieux, épais de 0,20 à 0,30 m. à débris de Belemnites. La surface terminale est un *hard-ground* à fragments d'Ammonites mal conservés, où l'on reconnaît néanmoins des *Pulchellies*. C'est, encore ici, du Barrémien.

Dans le vallon de Caïros, le Crétacé inférieur peut être suivi jusqu'à la Chapelle Sainte-Claire. Très écrasé lors des mouvements alpins, souvent réduit tectoniquement à quelques mètres, il se reconnaît grâce à son niveau-repère barrémien qui a fourni ses habituels débris de *Pulchellia*, d'*Holcodiscus* et de *Barremites*.

Plus à l'aval, dans la crête qui sépare le vallon de Caïros de celui de la Causega, cet horizon repère manque et ce n'est qu'avec doute que l'on attribue les quelques mètres de marno-calcaires supportant les grès verts vraconniens au Crétacé inférieur.

8. — RÉGIONS AVOISINANT LE SECTEUR ÉTUDIÉ

a. SUD DU DÔME DE BARROT

Cette région a été étudiée d'abord par J. GOGUEL puis par P. BORDET [54].

Le Néocomien et le Barrémien présentent une coupe tout à fait analogue à celle du Mont d'Illonse (p. 260).

D'après P. BORDET, il s'agit d'une alternance régulière de bancs calcaires marneux et de marnes grises dont la puissance totale est de l'ordre de 300 à 400 mètres.

A la base de la série marneuse, le même auteur a recueilli une riche faune d'Ammonites pyriteuses du Valanginien supérieur, comme celle de la vallée de la Tinée.

A la partie supérieure du Néocomien, P. BORDET cite *Costidiscus recticostatus* D'ORB. sp. qui caractérise le Barrémien.

Dans la vallée du Cians, à Rigaud, J. GOGUEL admet que le Néocomien atteint 500 mètres. La coupe lithologique qu'il en donne est la suivante :

6. — Calcaires lités en gros bancs;
5. — Calcaires lités avec délits schisteux disparaissant à la partie supérieure;
4. — Marno-calcaires avec intercalations de calcaires noirâtres minces;
3. — Marnes à cordons calcaires très espacés;
2. — Calcaires en bancs minces un peu plus durs;
1. — Calcaires noirs avec des parties irrégulièrement schisteuses.

Les niveaux 1, 2, 3 sont attribués au Valanginien, 4, 5 à l'Hauterivien, les calcaires 6 représenteraient le Barrémien.

Mais en l'absence de fossiles, cette succession lithologique ne nous permet guère de comparaison avec ce que nous connaissons plus au nord-est dans la région de Saint-Sauveur-sur-Tinée.

b. RÉGION ENTRE LE SUD DU BARROT ET LA ROYA

Plus à l'est, dans la vallée du Var, en aval de Puget-Théniers, le Néocomien et le Barrémien conservent le même faciès et la même puissance. Il en est de même dans la basse vallée de la Tinée où le Crétacé inférieur atteint 300 à 400 mètres, notamment dans la région de Tournefort ou de La Tour-sur-Tinée.

A La Tour-sur-Tinée même, J. GOGUEL souligne que le Valanginien inférieur (Berriasien) atteint une puissance de 150 mètres, anormale pour cet horizon. Mais ces couches inférieures du Crétacé se montrent affectées de disharmonies de plissements, voire de dislocations plus importantes de type intercutané, et il n'est pas exclu que leur épaissement apparent soit dû, au moins en partie, à des effets tectoniques.

Mais nous retiendrons la présence de *Polyptychites* dans le Valanginien supérieur. Ce genre, très fréquent en Allemagne du Nord, est très rare dans le sud-est de la France. Sa présence, ici, témoignerait d'influences nordiques. Ces formes égarées auraient pu parvenir jusqu'à cette région à la faveur de courants froids, ce qui est en accord avec la présence de glauconie à ces niveaux ⁽¹⁾.

J. GOGUEL, toutefois, souligne l'association des *Polyptychites* à des gisements de faciès néritique et admet, contrairement à ARNOLD HEIM [10 bis], que la glauconie est ici une preuve de dépôt en mer peu profonde.

Au toit du Crétacé, on retrouve le hard-ground barrémien que nous avons décrit plus au nord.

Vers la Madone d'Utelle, le complexe inférieur du Crétacé se réduit considérablement. Ce changement s'effectue de la même manière qu'au nord, entre Venanson et le Castel-Viel.

Au sud du sanctuaire, sous le hard-ground barrémien, le Crétacé, formé de calcaires lités,

⁽¹⁾ On sait que les auteurs américains ont montré que, de nos jours, ce minéral peut se former même à grande profondeur, mais toujours sous l'influence de courants froids.

ne mesure que 25 mètres. Nous noterons cependant une particularité : la présence, au milieu de ce complexe, d'un deuxième niveau glauconieux que J. GOGUEL attribue à l'Hauterivien.

* * *

REMARQUES (pl. 6, fig. 4)

Ce que nous avons appelé le complexe inférieur du Crétacé correspond donc, dans le secteur étudié, au Néocomien (Valanginien-Hauterivien) et, sans doute, au Barrémien.

Au nord et à l'ouest règne un faciès marneux ou marno-calcaire comparable à celui de la fosse vocontienne. Vers le Mounier, les niveaux supérieurs (Hauterivien supérieur et Barrémien) sont cependant plus calcaires.

Les variations de la puissance de cet ensemble ne prêtent pas à une étude de détail, mais en général, on constate une augmentation progressive du nord vers le sud (pl. 6, fig. 4). En effet, le Crétacé inférieur qui, vers Saint-Étienne-de-Tinée et jusqu'au col de Pourriac ne mesure que 100 à 150 mètres, atteint 250 et 300 mètres vers le Mounier, puis il conserve cette épaisseur au revers sud du dôme de Barrot dans la vallée du Var et à l'est, dans les régions d'Illonse et de Valdeblore-Venanson.

Localement, au nord-ouest du dôme de Barrot (ouest de Guillaumes) et à l'est (le Mont près d'Illonse) la puissance de la série atteint 500 mètres. Faute de jalons intermédiaires, il ne semble pas possible de définir une zone caractérisée par une épaisseur élevée et constante comme l'indique J. GOGUEL (fig. 31, p. 37 [170]) car ces deux régions doivent peut-être leurs caractères particuliers à des ombilics séparés.

Au sud et à l'est, le faciès change. Vers Illonse et Marie dans la vallée de la Tinée, la glauconie apparaît à divers niveaux du Crétacé inférieur. Il ne s'agit encore que de lentilles sableuses sporadiques. En revanche, au Barrémien, elle participe, d'une manière constante, à la constitution des calcaires à Radiolaires de la partie supérieure de cet étage.

La surface terminale qui supporte les marnes noires aptiennes est corrodée. La série est toujours épaisse, mais devient plus calcaire, notamment à sa partie supérieure.

Plus au sud, dès la région de la Tour-sur-Tinée, le Barrémien se termine par un hard-ground à nodules phosphatés et débris d'Ammonites remaniées. Des horizons épisodiques analogues s'observent, en outre, à divers niveaux, dans la série sous-jacente, notamment dans l'Hauterivien.

Enfin, en s'approchant de la Vésubie, le Crétacé inférieur, qui atteignait encore 200 à 250 mètres se réduit brusquement et, en moins de 2 kilomètres, n'est plus représenté que par 20 à 30 mètres de calcaires lités, un peu marneux, couronnés par le hard-ground barrémien.

A la Bollène-Vésubie, le complexe inférieur débute au Valanginien supérieur et repose sur la surface corrodée du Malm. Plus à l'E.S.E., vers le col de Braus, W. KILIAN et P. REBOUL [206] ont montré que c'est par l'Hauterivien que débute le Crétacé. Le toit de la série jurassique sous-jacente est corrodé, encroûté, perforé par des Pholades.

Vers Nice, le Valanginien revêt un faciès calcaire blanc zoogène, le reste du Crétacé inférieur est réduit à quelques mètres, comme dans la Vésubie. Il comporte une alternance de bancs calcaires ou marneux, soit à niveaux glauconieux, soit à oolithes ferrugineuses (J. GOGUEL [170]).

L'interprétation des faits énumérés ci-dessus suggère l'esquisse suivante :

Au nord, existait une région de sédimentation vaseuse profonde où les dépôts vont s'épaississant vers le sud et l'est. On passe alors brusquement à une zone où les séries sont discontinues, où des lacunes apparaissent à n'importe quel niveau et où le Barrémien se termine très généralement par un hard-ground. La sédimentation change ensuite et le Barrémien est surmonté soit par un niveau marneux, soit par les sédiments glauconieux de l'Albien.

Il semble assez difficile de faire appel à la notion classique d'émersions et de transgressions pour expliquer les lacunes, vu la nature particulière des sédiments et la rapidité du changement de faciès.

Les campagnes océanographiques et, en particulier, celles du Challenger et du Météor (1925-1927) ont apporté des données nouvelles qui permettent d'éclairer un peu mieux le problème posé pour ces régions.

Il semble que l'on puisse invoquer ici, en particulier, les vues de ARN. HEIM [10 bis] qui a réétudié personnellement les matériaux de Sir John MURRAY. A la lumière de ces différents travaux, la zone de réduction d'épaisseur et le changement de faciès correspondraient à la bordure d'une plate-forme.

Vers les régions profondes, le maximum de dépôt se réalise au bas du talus continental, en particulier si la pente est rapide, car à la sédimentation s'ajoutent alors les effets des glissements sous-marins.

Dans le secteur étudié, cette zone correspondrait, en particulier, aux régions de La Tour, dans la vallée de la Tinée, et de Venanson, dans la vallée de la Vésubie.

Le domaine de la plate-forme embrassait tout le secteur de sédimentation glauconieuse d'épaisseur réduite. Mais, comme on n'observe aucun indice de dépôt zoogène ou néritique, cette mer était, sans doute, encore relativement profonde.

Les hard-grounds témoignent d'arrêts de sédimentation et d'érosions sous-marines auxquels s'ajoutent des actions chimiques de dissolution de CaCO_3 et de décomposition. On sait que de tels phénomènes se produisent sans qu'il y ait émergence, à la faveur *des courants de fond froids* plus ou moins violents, comme on en connaît sur le côté ouest des États-Unis ⁽¹⁾.

Transposant ces notions, il est permis de penser que de tels courants ont existé et qu'ils se sont déplacés, au cours du Crétacé inférieur, ainsi que l'indique la présence de hard-grounds, à divers niveaux.

La glauconie et les oolites ferrugineuses prennent naissance actuellement à la faveur de tels courants chargés en oxygène et en CO_2 dissous. Et les divers dragages ont montré que ces sédiments sont fréquents dans les zones profondes, alors qu'ils sont rares, sinon absents des régions côtières. Cette observation s'accorde, en ce qui concerne le problème étudié ici, avec le fait que les sédiments intercalés entre les niveaux glauconieux (calcaires marneux et marno-calcaires) ne témoignent d'influences ni néritiques ni côtières.

Ces considérations nous conduisent donc à attribuer une certaine profondeur à la mer néocomienne (s. lat.) qui couvrait ce territoire.

Remontons un peu plus haut dans le passé et considérons le Tithonique qui supporte nos dépôts crétacés. glauconieux

Il est constitué par un calcaire à Polypiers, Nérinées et Pachyodontes. Ces organismes, qui constituèrent localement des récifs, ont dû vivre sous une faible tranche d'eau. Cette constatation donne un sens à l'évolution paléogéographique de nos régions.

La fin du Jurassique voit régner des mers aux eaux peu profondes et sans doute tièdes ou chaudes. Il se produisit ensuite un brusque changement des conditions de sédimentation, provoqué par un abaissement général du fond de la mer. Ce mouvement ne s'est pas effectué uniformément. Un certain gauchissement semble avoir régi l'individualisation d'une plate-forme qui ne tarda pas à être balayée par des courants froids.

Vers la fin du Barrémien, la sédimentation plus calcaire indique sans doute des conditions moins profondes. Brusquement, l'hydro-climat change de nouveau, l'érosion sous-marine est active, la région s'affaisse encore.

La sédimentation reprendra après une « omission » (ARN. HEIM, [10 bis]), mais comme nous le verrons, les mêmes conditions ou des conditions analogues subsisteront au cours de l'Aptien et de l'Albien.

(1) Francis P. SHEPARD : Submarine geology, New-York, 1948, p. 61-66.

	Las Donnas 965,3/221,6	La Bercia 963,75/224,3	La Bercia 963,9/224,5	Nord de Bouchanières	Nord-Est de Bouchanières 963,1/212,5]	Ouest Guillaumes	Nord-Ouest Guillaumes 960,2/209,3	Crête de l'Ardret
<i>Duvalia lata</i> D'ORB. sp.....							+	+
<i>Duvalia dilatata</i> BLAINV. sp.....								
<i>Duvalia</i> cf. <i>dilatata</i> BLAINV. sp.....								
<i>Duvalia</i> cf. <i>emerici</i> RASP. sp.....								
<i>Duvalia grasi</i> DUV. sp.....								
<i>Pseudobelus bipartitus</i> D'ORB. sp.....		+		+				
<i>Hibolites jaculum</i> PHILL. sp.....			+					+
<i>Hibolites</i> cf. <i>jaculum</i> PHILL. sp.....								+
<i>Phylloceras serum</i> OPP.....							+	
<i>Phylloceras serum</i> OPP. var. <i>perlobata</i> SAYN.....	+			+		+	+	+
<i>Phylloceras</i> cf. <i>serum</i> OPP.....				+		+	+	
<i>Phylloceras thetys</i> D'ORB.....							+	
<i>Phylloceras</i> cf. <i>thetys</i> D'ORB. sp.....				+		+		
<i>Phyllopachyceras rouyanum</i> D'ORB. sp.....								
<i>Calliphylloceras semisulcatum</i> D'ORB. sp.....			+				+	
<i>Calliphylloceras</i> cf. <i>semisulcatum</i> D'ORB. sp.....								
<i>Calliphylloceras</i> (<i>Holcophylloceras</i>) cf. <i>calypso</i> D'ORB. sp.....	+							
<i>Protetragonites quadrisulcatus</i> D'ORB. sp.....	+				+		+	
<i>Thysanalityoceras phestus</i> MATH. sp.....								
<i>Thysanalityoceras subjimbriatum</i> D'ORB. sp.....								
<i>Bochianites neocomiensis</i> D'ORB. sp.....				+			+	
<i>Bochianites</i> sp.....		+						
<i>Hamulina funisugium</i> UHL.....								
<i>Hamulina subsincta</i> UHL.....								
<i>Costidiscus recticostatus</i> D'ORB. sp.....								
<i>Paraphoplites</i> (<i>Pseudothurmania</i>) <i>feraudi</i> D'ORB. sp.....								
<i>Thurmannites salientina</i> SAYN.....							+	
<i>Thurmannites</i> cf. <i>salientina</i> SAYN.....							+	
<i>Thurmannites pontetiana</i> SAYN.....								+
<i>Thurmannites</i> cf. <i>thurmanni</i> PICT. et CAMP. sp.....							+	
<i>Kilianella superba</i> SAYN.....				+				
<i>Kilianella</i> cf. <i>roubaudi</i> D'ORB. sp.....							+	
<i>Neocomites neocomiensis</i> D'ORB. sp.....				+			+	
<i>Neocomites neocomiensis</i> D'ORB. sp. var. <i>subtenuis</i> SAYN.....				+		+		
<i>Neocomites neocomiensis</i> D'ORB. sp. var. <i>subquadrata</i> SAYN.....								
<i>Neocomites</i> cf. <i>neocomiensis</i> D'ORB. sp.....		+	+	+		+	+	
<i>Neocomites</i> cf. <i>beaumugensis</i> SAYN.....								
<i>Neocomites</i> cf. <i>biformis</i> SAYN.....								
<i>Neocomites trezanensis</i> (LORY) SAYN.....								
<i>Leopoldia castellanensis</i> D'ORB. sp.....								
<i>Leopoldia submartini</i> MALL. sp.....				+		+	+	
<i>Leopoldia provincialis</i> SAYN.....								
<i>Leopoldia quadristrangulata</i> SAYN.....								

Fossiles récoltés par P. FALLOT, A. FAURE-MURET, J.-P. CARRIVE, G. SUTER.

HAUTERIVIEN — BARRÉMIEN

[illegible]

Déterminations de A. FAURE-MURET, J.-P. CARRIVE, J. SORNAY et G. SUTER.

FAUNE VALANGINIEN — HAUTE

	Las Donnas 965, 3/221, 6	La Bercia 963, 75/224, 3	La Bercia 963, 9/224, 5	Nord de Bouchanières	Nord-Est de Bouchanières 963, 1/212, 5	Ouest Guillaume	Nord-Ouest Guillaume 960, 2/209, 3	Crête de l'Ardret
<i>Crioceras nolani</i> KIL.....								
<i>Crioceras</i> cf. <i>nolani</i> KIL.....								
<i>Crioceras munieri</i> SAR. et SCHÖN.....								
<i>Crioceras quenstedti</i> OOST. sp.....								
<i>Ancyloceras angulosum</i> v. KOEN.....								
<i>Holcostephanus</i> (<i>Astieria</i>) <i>imbricatus</i> BAUMB.....								+
<i>Holcostephanus</i> (<i>Astieria</i>) cf. <i>imbricatus</i> BAUMB.....								+
<i>Holcostephanus</i> (<i>Astieria</i>) <i>sayni</i> KIL.....				+				
<i>Holcostephanus</i> (<i>Astieria</i>) cf. <i>sayni</i> KIL.....				+			+	
<i>Holcostephanus</i> (<i>Astieria</i>) <i>ventricosus</i> v. KOEN.....								
<i>Holcostephanus</i> (<i>Astieria</i>) <i>singularis</i> BAUMB.....					+			
<i>Holcostephanus</i> (<i>Rogersites</i>) cf. <i>atherstoni</i> , SCHARPE sp.....		+						
<i>Holcostephanus</i> (<i>Astieria</i>) sp.....	+			+		+	+	
<i>Holcodiscus perezianus</i> D'ORB. sp.....								
<i>Holcodiscus caillaudianus</i> D'ORB. sp.....								
<i>Holcodiscus geronimæ</i> HERM. sp.....								
<i>Holcodiscus fallaciosus</i> MATH. sp.....								
<i>Holcodiscus cardznæ</i> HERM. sp.....								
<i>Holcodiscus</i> (<i>Spitidiscus</i>) <i>crimicus</i> KIL.....								
<i>Holcodiscus</i> (<i>Asteridiscus</i>) <i>menglonensis</i> SAYN.....								
<i>Holcodiscus</i> (<i>Asteridiscus</i>) <i>asteriformis</i> SAYN.....								
<i>Holcodiscus</i> (<i>Asteridiscus</i>) <i>elegans</i> KAR.....								
<i>Saynoceras verrucosum</i> D'ORB. sp.....						+		+
<i>Saynoceras</i> cf. <i>verrucosum</i> D'ORB. sp.....							+	
<i>Neolissoceras grasi</i> D'ORB. sp.....		+		+		+	+	
<i>Desmoceras</i> (<i>Barremites</i>) <i>difficile</i> D'ORB. sp.....								
<i>Desmoceras</i> (<i>Barremites</i>) <i>fallaciosum</i> KIL.....								
<i>Desmoceras</i> (<i>Barremites</i>) <i>compense</i> KIL.....								
<i>Desmoceras</i> (<i>Barremites</i>) <i>stretostoma</i> UHL. sp.....								
<i>Desmoceras</i> (<i>Barremites</i>) <i>tenuisinctum</i> SAR. et SCHÖN.....								
<i>Desmoceras</i> (<i>Melchiorites</i>) <i>melchioris</i> TIETZE sp.....								
<i>Puzosia</i> cf. <i>ligata</i> D'ORB. sp.....								
<i>Pulchellia galeata</i> v. BUCH. sp.....								
<i>Heinzia caicedi</i> KARST. sp.....								
<i>Heinzia</i> cf. <i>heinzi</i> SAYN sp.....								
<i>Aptychus</i> (<i>Lævaptichus</i>) <i>latus</i> BLAINV.....			+					
<i>Aptychus</i> (<i>Lamellaptichus</i>) <i>didayi</i> COQ.....			+	+				
<i>Aptychus</i> (<i>Lamellaptichus</i>) cf. <i>didayi</i> COQ.....			+					
<i>Aptychus</i> (<i>Lamellaptichus</i>) <i>seranonis</i> COQ.....								
<i>Aptychus</i> (<i>Lamellaptichus</i>) cf. <i>seranonis</i> COQ.....			+					
<i>Aptychus</i> (<i>Lamellaptichus</i>) <i>mortilleti</i> PICT. et DE LOR.....								

Fossiles récoltés par P. FALLOT, A. FAURE-MURET, J.-P. CARRIVE, G. SUTER.

RIVIEN — BARRÉMIEN (Suite et fin)

[illegible]

9 c.

II. — LES MARNES NOIRES

APTIEN — CÉNOMANIEN INFÉRIEUR

Au-dessus des calcaires lités attribués précédemment au Barrémien se sont déposées dans toute la région des marnes noires devenant glauconieuses vers l'est.

Leur étude est délicate car elles ne renferment ni faunes d'Ammonites, ni micro-faunes caractéristiques.

Si la série est à dominante de marnes noires, elle admet aussi des passées de marno-calcaires sombres ou de calcaires marneux à divers niveaux.

Dans leur ensemble, ces formations ont joué un rôle important au cours des décollements de la série de couverture : c'est par elles qu'ont été amorties les dislocations disharmoniques des couches subordonnées. Elles se sont ainsi trouvées soit amincies, soit épaissies tectoniquement, ce qui rend encore plus difficile d'en établir la stratigraphie de détail.

Je me bornerai donc à indiquer leur répartition et à citer les rares repères stratigraphiques que l'on peut y trouver.

ÉTUDES RÉGIONALES SOMMAIRES

1. — RÉGION AU NORD DU VALLON DE ROYA

Dans le vallon de Demandols, les marnes noires surmontent en continuité le complexe inférieur du Crétacé. Très monotones, elles admettent quelques bancs plus durs vers leur partie moyenne.

Des lits plus marno-calcaires m'ont fourni, près de Las Ciabanas, dans le vallon de l'Ardon :

Kosmatella agassizi PICT sp.
Puzosia (*Pleuropachydiscus*) gr. *angladei* SAYN.
Uhligella cf. *zürcheri* JACOB.

Ces bancs appartiendraient au Gargasien supérieur-Albien.

L'épaisseur moyenne du complexe marneux est ici, de 150 à 200 mètres. Dans la crête du Conteux, vers le nord, elle se réduit à une cinquantaine de mètres, sans doute par étirement tectonique.

Plus au nord, les marnes noires sont bien développées dans les vallons de Giallorgues et de Sestrières. Dans ce dernier, un paquet plus marno-calcaire émergeant au milieu des éboulis, en 960,2/230,65 s'est montré très riche en Ammonites mal conservées où le général COLLIGNON n'a pu identifier que *Anahoplites* cf. *mantelli* SPATH. qui suffit d'ailleurs à indiquer l'Albien moyen.

Du vallon de Sestrières vers le nord-est et surtout à partir de la Pointe Giassin, les marnes noires diminuent progressivement d'épaisseur. Elles ne sont plus observables à la bordure du massif de l'Argentera-Mercantour. L'Aptien et l'Albien, s'ils existent, se trouveraient sous le faciès de calcaire marneux du type sub-briançonnais.

2. — HAUT VALLON DE ROYA

Les marnes noires ne sont pas connues dans l'autochtone de la fenêtre de Roya. Par contre, elles sont largement développées dans la série de l'écaille intercutanée; elles y sont très replissées, leur puissance apparente est due en partie à un enrichissement tectonique.

Dans le haut bassin de Roya, dans le ravin de La Mouinière, elles présentent l'intérêt particulier d'admettre un banc glauconieux à patine roussâtre à très grands *Mortoniceras* (*Pervinquieria*) malheureusement indéterminables spécifiquement. Ce banc montre la première apparition d'un faciès glauconieux qui deviendra constant vers le sud et l'est. Nous le retrouverons aussi un peu à l'ouest, vers le col de Pal. Son âge est imprécis, mais paraît être soit albien, soit vraconnien. Comme cet horizon se trouve intercalé stratigraphiquement dans le complexe des marnes noires, l'on est en droit de penser que la partie supérieure des marnes doit appartenir à la base du Cénomanién. Elles supportent les calcaires lités attribués au Cénomanién supérieur-Turonien.

Le complexe des marnes noires se poursuit vers le sud, plus ou moins recouvert d'éboulis dans les cirques du revers nord de la crête Mont Rognoso-Rocca-Maire. Mais il disparaît par laminage avant d'atteindre le col de Crous.

Plus à l'est, ainsi qu'on l'a vu, la crête Mont-Ferant-Mounier ne comporte aucun horizon postérieur au Barrémien, du fait de l'élévation axiale vers l'est de l'écaille intercutanée.

3. — CRÊTE DE ROGNONE ET RÉGION OCCIDENTALE

Cette écaille intercutanée, à l'enveloppe de laquelle appartient le Crétacé moyen et supérieur du Massif de Rocca-Maire-Rognoso, est entamée par le haut ravin du Tuebi, et, en étudiant le Néocomien, nous avons signalé les puissants laminages subis par le Crétacé marneux qui a servi de lubrifiant, entre la série de l'écaille et la couverture inerte formée par le Crétacé supérieur et le Nummulitique.

Ce crétacé marneux, supprimé au-dessus du Tithonique, est en revanche accumulé en de nombreux replis en avant du front de l'écaille, sous la Tête de Méric.

Les marnes noires oxfordiennes sont là en contact mécanique avec l'Aptien, à la fois par ces jeux de replis et par la faille subméridienne de Bouchanières. La distinction entre ces deux séries a pu être faite grâce à la microfaune; l'Oxfordien étant toujours stérile alors que les marnes noires crétacées renferment *Globigerina cretacea* D'ORB. et des *Cristellaria*.

On a vu qu'au pied sud et sud-ouest de la tête de Méric, les marnes noires crétacées font suite au Néocomien. Non seulement elles ont été épaissies mécaniquement, mais elles donnent lieu à d'importants glissements dans le Cirque du pied sud de la tête de Méric, et à une coulée de plus de 800 mètres dans la branche orientale du Ravin de Bouchanières.

Vers le nord-ouest, les marnes noires sont entamées par la haute Barlatette dans la région de Barels.

Nous avons déjà vu que (p. 259), dans le Cougnet de Barels, la base des marnes est datée par *Puzosia* cf. *emerici* RASP. sp.; 50 ou 60 mètres, au-dessus, s'intercale localement un banc calcaire à patine jaune formant un petit ressaut dans la topographie. Il n'a fourni que des débris de *Belemnites* indéterminables. On retrouve cet horizon en divers points de la région.

La partie moyenne du complexe a fourni une microfaune que P. MARIE a bien voulu examiner. Il l'attribue au Cénomanién inférieur ou au Vraconnien tout à fait supérieur du fait de la présence de *Globotruncana appenninica* RENZ accompagnée de *Nodosaria* sp.

Les marnes noires se suivent, largement étendues au versant ouest de la vallée de la Barlatte. Au versant est, elles sont interrompues par les accidents frontaux de l'écaille intercutanée qu'elles enveloppent au pied de la cime de Pal. Ce sont elles qui règnent au col de Pal où L. BERTRAND les avait confondues avec celles de l'Oxfordien.

Un peu au sud du col, aux abords de la cote 2327, elles admettent un banc marno-sableux glauconieux à patine roussâtre à empreintes de *Pervinquieria*. Cet horizon, épais de 2 à 3 mètres, est analogue à celui que nous avons indiqué dans le ravin de la Mouniéra. Comme lui, il sépare les marnes en deux ensembles, dont la partie supérieure peut être rapportée au Cénomanién inférieur.

Un peu à l'ouest de l'abri bétonné sur le revers sud de la crête, les bancs marno-calcaires

faisant suite au Barrémien m'ont fourni des débris de grands *Parahoplites* du groupe *weissi-consobrinus*. La série noire qui leur est superposée forme tout le bas du grand cône de la cime de Pal, où elle est couronnée par le Crétacé supérieur calcaire. Elle se poursuit vers l'ouest par la région du col des Trente-Souches.

4. — VALLÉE DU HAUT-VAR

Les localités précédentes, qui sont déjà en dehors de la feuille Saint-Étienne-de-Tinée, font la liaison avec la vallée du Haut-Var. Celle-ci est l'objet des recherches de M^{me} Y. GUBLER et de ses élèves. Parmi eux, c'est encore aux diplômes de F. HÉRITIER (*loc. cit.*) et G. VERRIER (*loc. cit.*) que je ferai appel pour une tentative de raccord.

Le complexe des marnes noires atteint ici 150 à 200 mètres.

A 30 ou 50 mètres de la base, la série admet un banc plus calcaire qui a fourni une faune gargasienne avec :

Gaudryceras cf. *numidum* SAYN var. *intermedia* FALL.

Tetragonites cf. *depressus* RASP. sp.

Phylloceras (*Partochiceras*) *moriezense* SAYN.

Le reste de la série semble stérile. Mais vers la partie supérieure, s'intercalent de petits horizons calcaires à *Schloenbachia varians* Sow. sp., *Mantelliceras mantelli* Sow. sp. qui datent le Cénomanién.

Ces données complètent celles qui sont résumées plus haut et permettent de préciser les limites inférieures et supérieures des marnes noires dans la région comprise entre Haute-Tinée et Haut-Var.

Ainsi, reposant en continuité sur les calcaires barrémiens, les marnes débutent à l'Aptien. Leur partie inférieure, stérile, doit représenter le Bédoulien, car la faune gargasienne n'apparaît qu'à 50 mètres de leur base. Il n'y a ici aucune raison d'admettre une lacune de l'Aptien inférieur.

La sédimentation marneuse continue sans interruption durant l'Albien et le début du Cénomanién, seulement interrompue par une passée gréso-marneuse glauconieuse du Gault supérieur-Vraconnien.

La partie la plus élevée des marnes noires admet, à l'ouest du domaine étudié, des lits plus calcaires, que leur faune à *Mantelliceras* incite à classer dans le Cénomanién inférieur-moyen.

La série calcaire qui se développe au-dessus de ce complexe débiterait donc au Cénomanién-moyen-supérieur.

5. — RÉGION DE SAINT-SAUVEUR-SUR-TINÉE

Enlevées par l'érosion, les marnes noires manquent complètement entre le Haut-Var et la vallée de la Tinée en aval de Saint-Sauveur-sur-Tinée.

Comme pour le Crétacé inférieur, c'est la région d'Illonse, d'une part, et celle de Marie, d'autre part, qui en permettront l'étude.

a. RÉGION D'ILONSE

Au revers de la crête de l'Ibac sur laquelle est construit le village d'Illonse, les calcaires barrémiens supportent une série marneuse qui drape tout le versant gauche du vallon de Douina.

Au Fournil supérieur la succession est la suivante (fig. 58) :

- | | |
|---|-----------|
| 3. — Marnes grises. | |
| 2. — Marno-calcaires sableux et glauconieux | 20 mètres |
| 1. — Marnes noires reposant sur la surface corrodée des calcaires barrémiens fossilifères | 30 à 40 — |

J.-P. CARRIVE et moi avons recueilli à la base des marnes noires :

Calliphyloceras (Saalfeldiella) guettardi RASP. sp.
Calliphyloceras paquieri SAYN sp.
Puzosia (Callizoniceras) emerici RASP. sp.
Oppelia (Aconeceras) nisus D'ORB. sp.
Oppelia (Aconeceras) trautscholdi SINZ sp.
Douvilleiceras (Chelonicerias) gr. de martini D'ORB. sp.
Melchiorites melchioris TIETZE. sp.

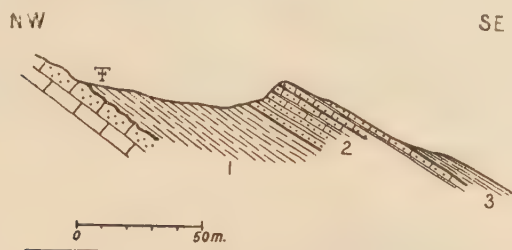


FIG. 58. — Coupe du complexe des « Marnes noires » vers le Fournil (région d'Ilonse)
 Légende dans le texte
 (Échelle approximative)

Il existe donc, ici, une lacune certaine du Bédoulien.

Le reste de la série n'est pas fossilifère.

Un kilomètre plus au sud-ouest, vers la Combe, la succession est la suivante (fig. 59).

4. — Calcaires lités avec intercalations marneuses.....	70 mètres
3. — Marnes noires ou grises.....	50 à 60 —
2. — Marno-calcaires gréseux et glauconieux comportant à leur base des marnes noires avec lits gréso-glauconieux.....	25 à 35 —
1. — a. Marnes noires.....	15 à 20 —
b. Marno-calcaires glauconieux.....	1 à 2 —
c. Marnes noires.....	8 à 10 —

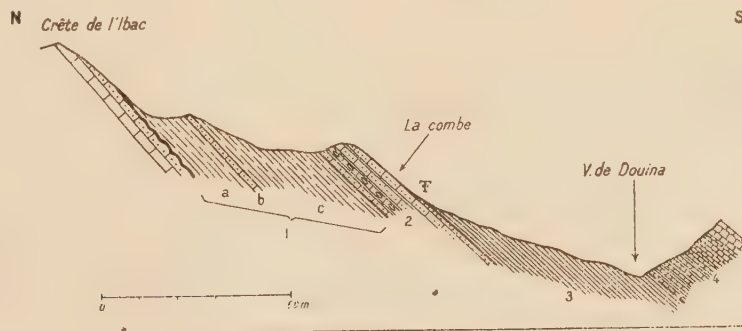


FIG. 59. — Coupe du complexe des « Marnes noires » vers la Combe (région d'Ilonse)
 Légende dans le texte
 (Échelle approximative)

Le niveau inférieur n'a fourni que des débris pyriteux indéterminables. Il repose, comme au Fournil, sur la surface corrodée du Barrémien; on peut donc admettre qu'il représente le même horizon gargasien.

Le toit des marno-calcaires glauconieux a donné à la Combe quelques Ammonites où M^{me} E. BASSE DE MÉNORVAL a reconnu :

Paraturrilites bergeri BRONGN.
Anisoceras perarmatum PICT. et CAMP.
Stoliczkaia sp.

Bien que pauvre en espèces, cette faune indique le Vraconnien supérieur.

La couche de base des marnes noires du niveau 3 reposant sur ces bancs glauconieux, contient, par ailleurs une microfaune où P. MARIE a identifié :

Globotruncana appenninica RENZ.
Globigerinella aff. *cretacea* D'ORB.
Cristellaria lisses.

C'est donc du Vraconnien ou, si l'on veut, du Cénomanién inférieur.

Le niveau 4 n'est pas fossilifère, ici, mais représente, sans doute, le Cénomanién supérieur et le Turonien, comme nous le verrons plus loin.

A l'est, au col de Pons, la coupe est analogue, bien que les marnes noires soient plus développées. Le niveau 2 n'est représenté que par des marnes chargées d'un peu de glauconie, esquissant seulement le faciès des « grès verts ».

b. RÉGION DE MARIE

Au sud du village, au confluent du vallon d'Oglione avec la Tinée, les marnes noires sont extrêmement réduites par laminage et n'offrent pas de coupe cohérente. Elles fournissent cependant deux indications qui nous manquaient vers Ilonse.

D'une part, les intercalations calcaires au toit des marnes noires ont fourni ici : *Inoceramus* cf. *concentricus* PARK. ce qui indiquerait le Cénomanién. D'autre part, les calcaires lités (partie supérieure du niveau 4 de la coupe précédente) sont riches en *Inoceramus labiatus* SCHLOTH. du Turonien inférieur.

Ainsi, comme nous l'avons vu pour les régions nord, le toit des marnes appartient encore au Cénomanién, et vraisemblablement au Cénomanién moyen-supérieur.

Au N.N.E. de Marie, dans le ravin du Bois de la Lauzette, existe un niveau glauconieux, analogue à celui que l'on observe dans la région d'Illonse.

Au versant sud du vallon de Bramafam, à la Serena, la coupe est la suivante :

3. — Marnes grises admettant vers le haut des intercalations calcaires	40 à 50 mètres
2. — Marno-calcaires glauconieux	20 —
1. — Marnes noires reposant sur les calcaires du Barrémien	10 à 15 —

Le toit des marno-calcaires glauconieux 2 a donné une micro-faune à *Globotruncana appenninica* RENZ. Comme à l'est de la Tinée, en l'absence d'autre faune, nous admettons donc que l'horizon 2 est l'équivalent du niveau glauconieux daté comme Vraconnien à la Combe, au sud d'Illonse.

Les marnes sont très réduites sans qu'il soit possible de savoir si cette diminution d'épaisseur est due aux conditions de sédimentation ou à l'étirement des couches.

6. — VALLÉE DE LA VÉSUBIE

a. RÉGION DE VENANSON

Les marnes noires sont en général plus calcaires et passent à des marno-calcaires sombres. La série, plus épaisse qu'à Marie, atteint 100 à 150 mètres. Sporadiquement, certains bancs, un peu plus calcaires, se montrent glauconieux mais ils ne forment pas d'horizon continu.

La partie supérieure des marnes noires a fourni une micro-faune à *Globotruncana appenninica* RENZ du Cénomanién inférieur, analogue à celles de Marie et d'Illonse.

Vers le sud, le faciès marno-calcaire se poursuit au versant droit de la Tinée, recouvert par la forêt de la Maluna.

Dès le ravin de la Maluna, il se charge en niveaux glauconieux et diminue d'épaisseur.

b. RÉGION DE ROQUEBILLIÈRE

La crête de la Vilette permet d'observer la succession suivante (fig. 60) :

- | | |
|--|----------------|
| 3. — Marno-calcaires lités comportant vers le haut des intercalations calcaires..... | 10 à 15 mètres |
| 2. — Calcaires noduleux glauconieux gréseux à patine rousse en banc de 0,40 séparés par des lits marneux | 15 à 20 — |
| 1. — Marnes noires ou marno-calcaires reposant sur le <i>hard-ground</i> barrémien | 10 à 15 — |

Les marno-calcaires de base n'ont livré que quelques Inocérames dont *Inoceramus concentricus* var. *subsulcatus* WILT de l'Albien.

Les calcaires glauconieux, avec horizons de calcaire à miches, portent à leur partie supérieure des empreintes de grandes Ammonites probablement du groupe des *Pervinquieria*. Enfin, la couche

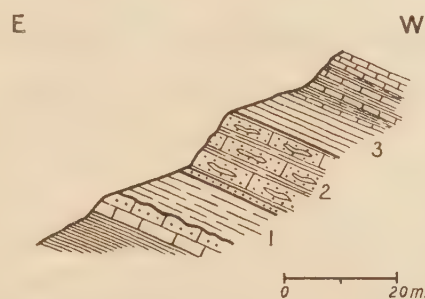


FIG. 60. — Coupe du faciès réduit glauconieux (= complexe des « Marnes noires ») dans la région de Roquebillière.

Légende dans le texte
(Échelle approximative)

terminale a fourni *Globotruncana appenninica* RENZ. C'est le même horizon glauconieux que nous avons vu apparaître dans la région d'Illonse.

Par comparaison, nous admettons que la partie supérieure de ces calcaires à miches est attribuable au Vraconnien.

À défaut de faunes, l'horizon glauconieux fournit, par lui-même, un repère lithologique précieux. Plus ou moins riche en glauconie, il montre, au microscope, un fin feutrage de spicules de Spongiaires. En outre, il contient presque toujours des nodules phosphatés et de petits rognons irréguliers siliceux noirs. Souvent, le banc terminal est beaucoup plus glauconieux que les autres et peut même être presque essentiellement formé de grains de glauconie, entourés d'un ciment calcaire. Le quartz détritique n'y est jamais abondant.

Les marno-calcaires lités supérieurs 3 doivent appartenir en partie au Cénomanién, les couches plus calcaires du toit de la série ont fourni *Inoceramus inconstans* WOOD du Turonien inférieur ou moyen.

c. RÉGION DE LA BOLLÈNE-VÉSUBIE

Dans le vallon de la Planchette, les marnes noires disparaissent complètement.

Au-dessus du *hard-ground* barrémien, on relève une succession qui reproduit la coupe de la région de Roquebillière, mais en plus réduit :

- | | |
|---|----------------|
| 3. — Marno-calcaires clairs..... | |
| 2. — Calcaires gréseux glauconieux..... | 10 à 15 mètres |
| 1. — Marno-calcaires brunâtres glauconieux..... | 1 à 2 — |

Vers le nord, dans le flanc nord du mont Pela, le niveau inférieur marno-calcaire disparaît, tandis que les calcaires glauconieux, plus gréseux, sont mieux développés et atteignent une trentaine de mètres.

Sur l'entablement des grès, on observe des moules internes de grandes Ammonites qui semblent, ici aussi, devoir être rapportées au groupe des *Pervinquieria*.

Au-dessus, se développe une épaisse série marno-calcaire assez écrasée qui doit comprendre le Cénomanién, le Turonien et peut-être même la base du Sénonien. Aucune subdivision ne peut y être faite tant à cause des triturations qu'elle a subies que de l'absence de tout fossile déterminable.

7. — VALLON DE CAÏROS

Vers l'est, le niveau glauconieux est régulièrement représenté, bien que souvent réduit à quelques mètres. Reposant soit directement, soit par l'intermédiaire de quelques mètres de marno-calcaires, sur le Barrémien, il supporte des marno-calcaires devenant rapidement plus calcaires. Ces horizons n'ont fourni aucune faune.

8. — RÉGIONS AVOISINANT LE SECTEUR ÉTUDIÉ

a. SUD DU DÔME DE BARROT

C'est toujours à P. BORDET et J. GOGUEL que nous empruntons nos renseignements. Ils se réduisent à peu de chose.

Pour P. BORDET, au-dessus des calcaires du Crétacé inférieur se développe une « série de marnes noires comportant des bancs de calcaires sombres ».

Il attribue cet ensemble à l'Aptien et à la base de l'Albien.

La partie supérieure des marnes noires supporte un banc calcaire, dur, limoniteux, ou glauconieux qui a fourni :

Tetragonites jurinianum PICT.

Latidorsella latidorsata MICH. em. JACOB.

Dans la région de Lieuch, à l'ouest du Cians, existe, quelques mètres au-dessus, une deuxième intercalation glauconieuse. Cet ensemble se suit vers l'est jusqu'au col de Saint-Pons où il est plus marneux. C'est le même niveau que nous avons attribué au Vraconnien au sud-est d'Illonse. Au-dessus de cet horizon, se développent des marnes noires dans lesquelles apparaissent très vite des lits plus calcaires. L'ensemble doit représenter le Cénomanién et peut-être même la base du Turonien.

b. ENTRE LE SUD DU DÔME DE BARROT ET LA ROYA

Dans la vallée du Var, en aval de Puget-Théniers, le complexe des marnes noires est bien développé et admet toujours le niveau glauconieux vraconnien.

J'ai pu étudier dans l'éperon portant le village abandonné de Tournefort, entre la vallée du Var et celle de la Tinée, des coupes qui permettent de raccorder les données fournies par les auteurs précités et les résultats de mes propres recherches.

On y relève la succession suivante :

4. — Marnes grises avec intercalations calcaires de plus en plus nombreuses vers le haut	50 à 60 mètres
3. — Marnes grises ou marno-calcaires glauconieux à la base	40 à 50 —
2. — Banc glauconieux vert à patine rousse : grès vert	20 à 50 —
1. — Marnes noires	60 à 100 —

Les marnes noires reposent sur la surface corrodée des calcaires glauconieux durs à débris de Belemnites que l'on peut attribuer au Barrémien. Elles ont fourni une riche faune du Gargasien que le général M. COLLIGNON a bien voulu étudier pour moi.

Phylloceras (Phyllopachyceras) baborense COQ sp.

Phylloceras (Saalfeldiella) guettardi RASP. sp.

Phylloceras moreli D'ORB. sp.

Jauberticeras jauberti D'ORB. sp.

Macroscaphites striatisulcatus D'ORB. sp.
Douvilleiceras (*Chelonicer*) *martini* D'ORB. var. *occidentalis* JACOB.
Oppelia (*Aconeceras*) *nisus* D'ORB. sp.
Stenhoplites (*Dufrenoya*) *dufrenoyi* D'ORB. sp.
Melchiorites melchioris TIETZE sp.
Melchiorites sp.
Puzosia (*Pleuropachydiscus*) cf. *angladei* SAYN.
Puzosia getulina COQ. sp.
Puzosia sp.
Uhligella zurcheri JACOB.
Hamites?

Elle comporte donc la plupart des éléments caractéristiques de la fosse vocontienne, mais cependant on y remarque :

- 1° L'absence ou la rareté des Phylloceratidés qui « pullulent » ordinairement dans les gisements du sud-est;
- 2° La rareté des Lytoceratidés, alors que ceux-ci sont parfois plus abondants que les Phylloceratidés, par exemple à Blieux (B.-A.);
- 3° L'abondance relative des Puzosidés qui constituent le fond de la faune étudiée. Ainsi relève-t-on de nombreuses *Puzosia angladei* SAYN, généralement très rares, *Puzosia getulina* COQ. sp. semble être, pour la première fois, signalée dans le sud-est de la France;
- 4° La présence d'assez nombreux individus d'*Oppelia* (*Aconeceras*) *nisus* D'ORB. sp. et de *Stenhoplites*. Ces formes sont très rares dans les Basses-Alpes alors qu'on les connaît relativement nombreuses à Gargas, et surtout dans le Bassin de Paris.

En résumé, cette faune montre des affinités très nettes avec celles du faciès « occidental » défini par W. KILIAN en 1895 ⁽¹⁾ : rareté des Phylloceratidés et des Lytoceratidés. Elle diffère sensiblement de celle des gisements classiques du faciès « oriental » caractérisés par l'abondance des formes lisses et l'absence d'*O. nisus*, dont l'Aptien de Blieux fournit le type classique.

Le gisement de Tournefort indiquerait donc des influences relativement néritiques qui s'opposent au faciès vaseux du Gargasien, connu immédiatement à l'ouest de cette région.

Nous ne pouvons pas tenter, sur cette seule donnée, de tirer des conclusions générales, mais nous verrons que, vers l'est, ce niveau de l'Aptien supérieur n'est plus représenté, et que la faune de Tournefort marque peut-être un jalon de ce passage du domaine bathyal aux régions émergées.

Dans la vallée même de la Tinée, le haut du banc glauconieux offre la même faune vraconienne que dans la région d'Illonse.

La partie supérieure des intercalations calcaires 4 au toit des marnes noires 3 a fourni des Inocérames du Turonien inférieur.

Dans la vallée de la Tinée, au niveau 3 on récolte :

Inoceramus cf. *concentricus* PARK.
Inoceramus cf. *concentricus* PARK. var. *subsulcatus* WILTSH du Cénomanién inférieur.

La base de l'horizon 4 a donné, au nord du vallon de Raus :]

Inoceramus cripsi MANT. sp. du Cénomanién.

Ainsi la région de Tournefort montre, quant aux divisions générales, une succession tout à fait analogue à celle que nous avons relevée, plus au nord, dans la région d'Illonse, mais avec une apparition imprévue de faunes d'affinités « occidentales » au Gargasien.

Plus à l'est, cet ensemble se modifie, vers la Madone d'Utelle, par réduction progressive des

⁽¹⁾ Cette distinction faite dans un sens géographiquement étroit, à l'aurore des connaissances sur les variations de faciès de l'Aptien, peut se traduire en notre langage par ceci que le faciès occidental serait moins profond que le faciès oriental.

niveaux marneux et plus particulièrement de l'horizon inférieur, celui-ci comportant à sa base un horizon uniquement constitué de glauconie.

Le Bédoulien manque, le Gargasien est encore représenté à l'ouest de la cime de Diamant et dans la région même d'Utelle, avec toujours *Oppelia* (*Aconoceras*) *nisus* d'ORB et *Douvilleiceras* (*Chelonicerus*) *martini* d'ORB. var. *occidentalis* JACOB, *Macroscaphites* cf. *striatissulcatus* d'ORB. sp.

Mais, plus au sud, Ch. JACOB a montré que c'est l'Albien qui repose directement sur le Barrémien (Escragnolles, Gourdon, Eze). L'Aptien ne s'est pas déposé.

A l'est, W. KILIAN et P. REBOUL ont observé la même lacune dans la vallée de la Bevera et de la Roya; dans cette dernière, en particulier aux alentours de Breil, l'Albien inférieur manque également et c'est l'horizon à *Hoplites dentatus* Sow. sp. qui recouvre le Barrémien, dont les fossiles sont souvent remaniés à la base de l'Albien.

Par contre, le Vraconnien glauconieux est constant du Var à la Roya, il est régulièrement surmonté par les marnes noires du Cénomanien inférieur, plus ou moins développées et comportant à leur partie supérieure des intercalations plus calcaires relevant déjà du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur.

* * *

REMARQUES (pl. 6, fig. 5)

Le complexe dit des « marnes noires aptiennes » correspond, au nord, à une série compréhensive englobant l'Aptien-Albien et une partie du Cénomanien. Elle y fait suite au Barrémien et rien ne permet d'envisager qu'une lacune de l'Aptien inférieur existe. Un niveau glauconieux, représentant à peu près le Vraconnien, s'amorce vers le haut vallon de Roya et divise la série noire en deux parties dont la plus élevée doit être rapportée au Cénomanien inférieur.

Vers l'est et le sud, ces divers termes vont évoluer. Les marnes noires inférieures diminuent de puissance et dès Ilonse, le Bédoulien manque. En même temps la glauconie tend à envahir tous les niveaux et c'est finalement l'Albien supérieur (Z. à *dentatus*) qui repose directement sur le Barrémien, dont il remanie les couches supérieures.

Les marnes noires superposées au niveau glauconieux vraconnien offrent au contraire une répartition uniforme.

L'interprétation de ces variations de faciès, de l'abondance de la glauconie, des lacunes stratigraphiques, demanderait une étude paléogéographique générale qui déborderait le cadre de cette étude sommaire.

J'indiquerai seulement le sens dans lequel elle pourrait être tentée.

1^o *La lacune du Bédoulien* correspond à l'apparition du hard-ground barrémien, qui ne constitue d'ailleurs pas un indice d'émersion. Tout porte à croire que l'on est en présence des phénomènes de dissolution et d'érosion sous-marines tels que les a décrits ARN. HEIM [10 bis].

L'absence de sédimentation au cours du Bédoulien, serait due à l'action des courants marins. On remarque, en effet, que, dans la région de Tournefort, la sédimentation gargasienne est entièrement vaseuse, dès le début, comme dans les régions plus septentrionales; il n'y a aucun indice de transgression. Les calcaires barrémiens sous-jacents portent seulement la marque de phénomènes de dissolution sous-marine.

La faune gargasienne indique peut-être des influences littorales ou une mer moins profonde qu'au nord, mais elle ne comporte aucun élément franchement péritique ou côtier. L'arrivée des *Oppelia* du groupe de *nisus* peut aussi bien être due à des courants plus froids qu'à une diminution de profondeur;

2^o *L'abondance de la glauconie* dans les dépôts d'épaisseur réduite pose aussi un problème lié à l'hydroclimat. La présence de ce minéral fut jadis interprétée comme témoignant uniquement d'une transgression ou de faciès côtiers.

Or, nous avons vu apparaître la glauconie, très au nord, dans la région à sédimentation vaseuse sans doute profonde, ou tout au moins pélagique, où la série des marnes noires compréhensive ne présente d'indice ni de lacune, ni de diminution de la profondeur des eaux.

Les grains de glauconie, peu ou pas roulés, n'ont pu être transportés à de grandes distances; ils ont dû se former presque *in situ*. Il est permis à la lumière des découvertes océanographiques récentes, d'expliquer leur formation par l'action de courants sous-marins froids.

Dans toute la région étudiée, la glauconie s'intercale progressivement dans les marnes noires. Le passage aux sables glauconieux vraconniens est insensible; en certains points, les intercalations marneuses entre les couches glauconieuses sont fréquentes. Il ne semble donc pas logique d'évoquer des alternances de transgressions et de régressions.

Sans entrer dans le détail du problème de la glauconie, je pense que l'on peut donc émettre, ici, une hypothèse analogue à celle que ARN. HEIM a formulée pour expliquer la genèse des couches du Gemsstätli (nappe du Säntis) ou des grès glauconieux à Assilines de la Suisse orientale.

Rappelant mes remarques relatives au Crétacé inférieur, je penserais volontiers que les formations glauconieuses de l'Albien du sud-est des Alpes-Maritimes ont dû se déposer sous l'influence de courants de fond froids, circulant en bordure d'une ancienne plate-forme sous-marine, ou bien au large de cette plate-forme, entre elle et les zones de sédimentation plus profonde.

Il n'est pas inutile de rappeler qu'au Gault, nous ne connaissons avec quelque certitude de terre émergée, que loin vers l'ouest, vers l'isthme durancien. P. BORDET a montré que le massif de l'Estérel n'émergea, lui, qu'au Cénomanien [55].

III. — LE COMPLEXE CALCAIRE SUPÉRIEUR :

CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR-SÉNONIEN

Dans tout le secteur étudié et dans les régions avoisinantes, au toit des marnes noires superposées aux couches à glauconie du Vraconnien, se développe une puissante formation de calcaires un peu marneux à patine blanche ou crème. Très monotones, très pauvres en fossiles, ils constituent une série compréhensive qu'il n'est guère possible de subdiviser, même lithologiquement. Ils couvrent de vastes surfaces du Haut-Var aux régions niçoises, presque sans variations de faciès.

Ils sont seulement un peu plus marneux vers le sud et le sud-est.

Si leur limite inférieure est à peu près datée puisqu'ils succèdent au Cénomanien inférieur et moyen, il est en revanche difficile de détailler les horizons qui y sont représentés et surtout de fixer l'âge de leur terme supérieur.

En bien des points, les bancs terminaux de cet ensemble sont couronnés par un poudingue dont les éléments sont réunis par une formation encroûtante que j'ai appelée *Microcodium*, par comparaison avec les organismes décrits par M^{me} RECH-FROLLO ⁽¹⁾ dans le « poudingue fleuri » du Danien des Pyrénées, mais aucun argument paléontologique ne m'a permis, jusqu'ici, d'attribuer un âge à cette formation ambiguë. Tout ce que l'on sait c'est qu'elle est ravinée par le Nummulitique moyen marin et qu'aucune discordance angulaire ne s'observe entre le Crétacé supérieur et elle.

Vu son apparente continuité verticale, le complexe des calcaires supérieurs comprend donc, sans doute, le Cénomanien supérieur, le Turonien et au moins une partie du Sénonien. La question de son extension jusqu'au Danien reste posée.

⁽¹⁾ RECH-FROLLO M., Conditions lacustres en milieu marin. Le Danien de la partie orientale du sillon nord-pyrénéen. *B. S. G. F.*, (5), XVIII, 1948, p. 115-122.

ÉTUDES RÉGIONALES SOMMAIRES

1. — LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DES RÉGIONS NORD-OUEST DU SECTEUR ÉTUDIÉ

Le complexe supérieur du Crétacé, largement érodé, offre ici une extension relativement limitée. Il forme, au nord du vallon de Demandols, le soubassement du massif des monts Aunès-Bollofré et, au sud de ce vallon, il participe, simplement gauchi, à la constitution des monts Rognoso et Rocca Maire.

On peut schématiquement y reconnaître trois ensembles. Ce sont :

- | | |
|---|------------------|
| 3. — Poudingue monogénique à « <i>Microcodium</i> » | 0 à 50 mètres |
| 2. — Calcaires plus ou moins marneux, à débit esquilleux lités en petits bancs de 0,10 à 0,20 ... | 150 à 200 mètres |
| 1. — Calcaires lités en bancs de 0,20 à 0,30 comportant de minces intercalations marneuses, mais donnant lieu à des pentes abruptes ou à des falaises | 100 à 150 mètres |

Le niveau inférieur est stérile; il est attribué au Cénomanién supérieur et au Turonien, mais il pourrait aussi comprendre une partie du Sénonien. Il n'est distingué sur la carte au 1/50 000 que du fait de son rôle morphologique.

Le terme moyen 2 a fourni quelques fossiles.

Au revers nord du mont Rognoso et au nord du col de Pal, la présence d'*Inoceramus undulato-plicatus* ROEM. var. *digitatus* SCHL. indique le Santonien.

Au-dessus de ce niveau, on observe 40 à 50 mètres de couches plus dures comportant de nombreux Inocérames souvent écrasés, parmi lesquels M^{lle} C. DECHASEAUX a pu, reconnaître *Inoceramus* gr. de *inconstans* WOOD, du Turonien-Sénonien.

Viennent ensuite dans la cime de Barrière, des bancs pétris d'Oursins écrasés indéterminables. Leur position autorise leur attribution au Campanien.

Les coupes minces d'échantillons prélevés à divers niveaux, n'ont montré, jusqu'ici, que de très rares débris de Rosalines.

Ces divers horizons ne sont pas représentés partout.

Dans la crête de Maltaire, au sud de Rocca Maire, par exemple, la série sénonienne est tronquée et le Crétacé s'arrête avec les couches à *Inoceramus siccensis* PERV. qui indiquerait le Santonien. Quelques mètres au-dessus débute le Nummulitique.

L'épaisseur des calcaires du Crétacé supérieur est de l'ordre de 150 à 200 mètres sous le mont Aunès, mais elle peut atteindre 500 à 600 mètres dans le Bollofré ou le mont Rognoso.

Les couches sont alors extrêmement plissotées et cette augmentation considérable de puissance apparente résulterait, en partie, de déformations tectoniques.

Faute de bancs fossilifères ou d'horizons lithologiques caractéristiques, il n'est pas possible d'étudier dans le détail ces plissements disharmoniques. Nous ne pouvons donc pas estimer quelle est la part réelle des phénomènes mécaniques dans ces épaisissements, ou ailleurs dans des étirements qui les amincissent.

Le poudingue 3 qui termine localement le Crétacé n'a fourni, dans cette région, aucune faune. Il en sera fait état dans un paragraphe spécial.

2. — LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU HAUT-VAR

G. VERRIER (*loc. cit.*) indique au-dessus du Cénomanién à *Acanthoceras mantelli*, une série monotone de calcaires lités comportant, à leur partie moyenne, un petit banc de 0.15 à 0.20 à *Globotruncana linnei*, que l'auteur attribue au Sénonien inférieur. Dans la partie supérieure, d'une part

Inoceramus cycloïdes daterait pour lui, le Santonien et, enfin, l'association de *Globotruncana linnei* et *G. rosetta*, le Sénonien supérieur.

Dans le vallon de l'Estrop, le Campanien-Maestrichtien serait révélé par l'association de *Globotruncana linnei* et de *Gl. marginata*.

Vers le col de la Cayolle, G. VERRIER a observé, à la partie supérieure du Sénonien, 50 à 80 mètres d'une série marneuse avec intercalations de bancs gréseux. Le Crétacé se termine, ici aussi, par le poudingue à *Microcodium*.

La puissance du Crétacé supérieur est, dans ces parages, de l'ordre de 350 à 450 mètres.

3. — LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DES RÉGIONS SUD-EST DU SECTEUR ÉTUDIÉ

Largement étendu, très analogue à celui des régions du nord, peut-être plus monotone encore, le Crétacé supérieur comporte, de haut en bas, sous 0,50 mètre de poudingue à *Microcodium* :

- | | |
|---|------------------|
| 2. — Calcaires marneux lités en bancs de 0,10 à 0,30 dont la partie moyenne est plus dure et forme des falaises | 200 à 600 mètres |
| 1. — Calcaires avec délits marneux encore importants. | 50 à 100 mètres |

Dans le niveau inférieur les délits marneux sont plus importants qu'au nord. J'ai recueilli, au sud de Marie, dans la vallée de la Tinée, d'une part *Inoceramus labiatus* SCHLOTH. du Turonien inférieur et moyen, d'autre part *Inoceramus* cf. *inconstans* WOOD du Sénonien.

Plus au sud dans la région de Tournefort on récolte :

A la base :

Inoceramus labiatus SCHLOTH sp.

Inoceramus labiatus SCHLOTH var. *latus* SOW. du Turonien inférieur-moyen.

A 20 mètres au-dessus :

Inoceramus lamarchi PARK var. *cuvieri* SOW (= *Inoceramus latus* MAN.) indiquerait le Turonien supérieur.

Enfin, un peu plus haut, *Inoceramus* du gr. *inconstans* annoncerait déjà le Sénonien.

Les calcaires marneux 2, dont la partie inférieure et moyenne est très dure se terminent, à l'est de la Tinée, dans le massif des Quatre-Cantons, par 50 à 80 mètres de niveaux plus tendres un peu plus marneux.

Ces horizons supportent, vers le nord de la Chapelle de Sainte-Madeleine, un ensemble formé de poudingue à « *Microcodium* » et de niveaux argilo-calcaires rougeâtres.

A l'est de la Tinée, le Crétacé supérieur reste très homogène, très monotone et n'a guère fourni de repère stratigraphique sauf quelques inocérames (voir p. 285) et des *Baculites* du groupe de *vertebralis* LAM. La microfaune se réduit à quelques rares *Globotruncana* cf. *linnei*.

Le poudingue à *Microcodium* s'observe en de nombreux points, au toit de l'ensemble.

Plus à l'est encore, et en dehors des limites de ce travail, l'on retrouve le même Crétacé, avec la même puissance, à l'est de la Roya, dans la région de Fontan.

4. — LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DES RÉGIONS AVOISINANTES

Le même faciès du Crétacé règne tant au sud du dôme de Barrot que vers Nice; localement, soit à la base, soit au sommet, les bancs sont plus tendres, plus marneux.

Au sud, vers le massif de l'Esterel qui était émergé à cette époque, la faune indique des influences littorales et des niveaux gréseux s'intercalent dans la série marneuse ou calcaire.

Au nord-est dans le bassin de la haute Stura, j'ai pu observer, sous les éléments charriés,

depuis Murenz jusqu'aux abords de Vinadio, c'est-à-dire sur un front de 15 kilomètres, un Crétacé supérieur identique à celui du Haut-Var à la Roya.

La série, très puissante, parfois un peu plus marno-calcaire (Monte Arpetto) se termine soit par un poudingue à *Microcodium*, soit par des amas de ces « problematica » noyés dans le sédiment pélagique. Ce n'en est pas moins l'indication que la succession est complète.

Je n'ai pas effectué de coupes plus au sud-est en Italie. Mais par ces seuls jalons, l'on voit que le tiers nord-ouest du massif ancien est entouré par les affleurements d'un Crétacé supérieur identique à celui de la Tinée et de la Vésubie.

* * *

REMARQUES

Le complexe supérieur du Crétacé présente donc un faciès uniforme tant dans la région étudiée qu'aux alentours.

Que ce soit dans le secteur où les dépôts furent continus depuis le début du Crétacé ou dans le domaine où nous avons admis l'existence au Crétacé inférieur-moyen d'une plate-forme sous-marine balayée par les courants, le Turonien-Sénonien correspond à une unification de faciès. La sédimentation pélagique, établie dès le Cénomanién supérieur, fut d'abord assez marneuse, puis, plus calcaire, notamment durant le Sénonien.

Bien que la puissance exacte de ces divers étages ne puisse être précisée, on remarquera leur grande puissance car ils totalisent, à eux seuls, plus que tout le reste des terrains crétacés.

Si leur disposition litée évoque une sédimentation cyclique, ils ne présentent pas le caractère des dépôts subsidents tels que les a définis P. PRUVOST. Il semble logique d'attribuer cette série à une mer très largement ouverte où l'accumulation s'opéra de façon uniforme.

On a vu que ces dépôts sont conservés au nord-ouest du massif ancien jusqu'à Vinadio et, à l'est, dans la région de Fontan, c'est-à-dire sur la plus grande partie de son pourtour. Tout porte donc à croire que cette mer relativement profonde régnait uniformément, de France en Italie.

Après l'étude de la répartition des termes plus anciens du Secondaire, esquissée dans les chapitres antérieurs, nous trouvons dans l'extension du faciès pélagique du Crétacé supérieur une nouvelle preuve que le massif actuel de l'Argentera-Mercantour ne s'était pas encore ébauché au Sénonien.

La manière dont a pris fin la sédimentation pélagique pose une question qui n'est pas encore résolue.

Si, en certains points, nous pouvons admettre que les dépôts se produisaient encore au Maestrichtien, en d'autres, par exemple au sud de Rocca Maire, le Nummulitique paraît reposer directement sur le Santonien.

L'observation n'a décelé aucune discordance angulaire entre le Crétacé supérieur, l'horizon à *Microcodium* et l'Eocène transgressif, mais il peut exister une « discordance cartographique » et, sans doute, une certaine ablation s'est-elle produite, au moins localement, pendant ou après le dépôt de la couche à *Microcodium*; en tous cas, avant l'arrivée de la mer du Nummulitique.

Vu la grande homogénéité des dépôts sénoniens c'est à ces érosions anté-éocènes que j'attribuerai volontiers l'absence, en certains points, de termes élevés du Crétacé, plutôt qu'à des émerSIONS locales durant le Crétacé, émerSIONS que nulle variation de faciès ne vient indiquer.

FAUNE DU CÉNOMANIEN, TURONIEN, SÉNONIEN

	Sommet Mont Triboulet	Est Cime de Barrière	Cirque Nord-Ouest Mont Rognos	Versant Nord Rocca Maire	Ouest Crête de Malataire 968,8/216,2	Vallon d'Ogione 984,4/208,8	Versant Nord Ravin de Raus 985,5/197,4	Pont de Clans 985,7/196,9	Nord-Ouest Tournafort 985,5/195,2	Flanc Nord Ravin de Pellegrin 986,5/196,5	Descente de la Villette 996,4/203,7	Nord la Villette	Pas de Masséna	Est la Bollène-Vésubie	Albien	Cénomanién	Turonien	Cognacien	Santonien
<i>Inoceramus concentricus</i> PARK. var. <i>subsulcatus</i> WILTZK.....								+				+			+	+			
<i>Inoceramus</i> cf. <i>concentricus</i> PARK...						+									+	+			
<i>Inoceramus cripsi</i> MANT.....													+			+			
<i>Inoceramus</i> cf. <i>cripsi</i> MANT.....										+						+			
<i>Inoceramus inconstans</i> WOOD.....	+								+								+	+	+
<i>Inoceramus</i> cf. <i>inconstans</i> WOOD...			+	+		+	+		+								+	+	+
<i>Inoceramus labiatus</i> SCHLOTH.						+			+								+	+	
<i>Inoceramus labiatus</i> SCHLOTH. var. <i>latus</i> SOW.....									+								+		
<i>Inoceramus lamarcki</i> PARK. var. <i>cuvieri</i> SOW. (= <i>I. latus</i> MANT.).									+								+	+	
<i>Inoceramus</i> cf. <i>pictus</i> SOW.....													+			+			
<i>Inoceramus siccensis</i> PERV.....					+									+					+
<i>Inoceramus unduloplicatus</i> RÖM. var. <i>digitatus</i> SCHLÜT.....																			+

Fossiles récoltés par P. FALLOT, A. FAURE-MURET, J.-P. CARRIVE et G. SUTER.
Déterminations par C. DECHASEAUX et J. SORNAY.

LE POUDINGUE À « MICROCODIUM »

Le toit du Crétacé à faciès pélagique est formé, en général, par un poudingue, apparemment lié stratigraphiquement à la série sous-jacente et recouvert par le Nummulitique, qui le ravine en certains points.

L'étude de cette formation n'étant pas achevée, nous ne donnerons donc qu'un très bref aperçu du problème qu'elle pose.

Ce poudingue, assez peu épais, quelquefois réduit à peu de mètres, offre comme particularité que ses éléments sont soudés entre eux par des formations encroûtantes identiques à celles que M^{me} RECH-FROLLO a mentionnées en 1948 dans le « poudingue fleuri » du Danien pyrénéen, en les rapprochant avec réserve du genre *Microcodium* GLÜCK. J. VON PIA, L. CAYEUX, P. JODOT, et beaucoup d'autres, ont discuté de la nature de ces *incertae sedis*. Tous les matériaux recueillis furent confiés, dès 1949, au prof. J. HARLAN JOHNSON, le spécialiste américain bien connu des Algues. Il les étudia en liaison avec des minéralogistes, des chimistes et des biologistes. Entre temps, L. MORET, à qui j'avais montré des échantillons, a pris les devants en publiant à l'Académie des Sciences

(t. 235, 1952, p. 762), que les *Microcodium* ne sont que des cristallisations inorganiques⁽¹⁾.

Quant au fond de la question d'origine et de nomenclature, j'attendrai le résultat des recherches des spécialistes, et si j'use ici du terme de *Microcodium* ce n'est que pour éviter une périphrase.

Mais quant aux observations de terrain, le géologue a son mot à dire et le voici :

Les poudingues à *Microcodium* sont généralement monogéniques, à éléments mal calibrés, quelquefois absolument anguleux et alors très gros. Dans la région de la cime de Pal, il en est de plus de 100 kilogrammes.

Le plus souvent, les galets paraissent être de Sénonien et peuvent avoir une provenance locale. Entre le vallon de Giallogues et Rocca Maire, ils sont, au contraire, formés d'un calcaire jaune que je ne connais nulle part. Localement, au pied de la cime de Pal, s'y mêlent de petits éléments d'une roche altérée qui fut peut-être un basalte.

J'ai noté en certains points des lits gréseux disposés en lentilles.

Le poudingue à *Microcodium* m'est connu — toujours au toit du Crétacé supérieur et sous le Nummulitique — jusque dans la région du lac d'Allos, dans tout le secteur embrassé par le nord de la feuille au 1/50.000 Puget-Théniers, par celles de Saint-Étienne-de-Tinée et Saint-Martin-Vésubie, et, vers l'est, au moins jusqu'à la Roya. En Italie, je l'ai, retrouvé entre Murenz et Vinadio. Là il n'est que sporadique, il cède la place à de vastes touffes de *Microcodium* noyées dans la partie supérieure du Sénonien pélagique.

Ainsi, la formation à *Microcodium* constitue-t-elle un repère cartographique constant sur plus de 2 300 kilomètres carrés dans les régions que j'ai parcourues; et, d'après les auteurs, on la retrouve depuis les Pyrénées jusqu'au col des Aravis en Haute-Savoie selon toute vraisemblance dans la même position stratigraphique.

Conditions de gisement.

Bien que le passage du Sénonien pélagique au conglomérat se fasse assez brusquement, il évoquerait la fin d'un cycle de remblaiement sédimentaire. Mais nulle part, dans tout le domaine étudié, nous n'avons d'indice d'émersion générale.

Aucune faune côtière ou littorale n'est mêlée à ses éléments. Des lits marno-calcaires rougeâtres intercalés à l'ouest du massif des Quatre Cantons, entre des bancs à *Microcodium*, et contenant des Pulmonés (dont il sera fait mention plus loin) sont les seuls indices d'émersion qui soient connus ici.

Certains faciès à gros blocs anguleux évoquent des brèches intraformationnelles ou des éboulements sous-marins.

Les petits galets mal calibrés, d'origine locale, paraissent indiquer un remaniement sur place des couches sous-jacentes ou avoisinantes.

Mettant à part le massif des Quatre-Cantons, on peut donc retenir pour le reste de la région, les faits suivants :

1^o Les poudingues se sont formés sous l'eau avec des éléments empruntés sur place. Ils sont apparemment concordants, sauf ravinement local, avec le Crétacé supérieur;

⁽¹⁾ Depuis que ce chapitre a été rédigé deux publications ont paru. J. HARLAN JOHNSON a résumé dans une note à l'Académie des Sciences (T. 237, 1953, p. 84) son point de vue appuyé par les observations de divers spécialistes. Il conclut formellement qu'il s'agit d'organismes et non de cristallisations fortuites et que ces organismes de position systématique incertaine sont à rapprocher temporairement des algues du genre *Codium*. Ces *Microcodium* lui sont connus depuis le Danien jusqu'au Miocène où, pour la première fois, GÜCK les a décrits. Leur présence est liée à des faciès d'eau peu profonde et agitée.

L. MORET développant sa communication antérieure expose dans les travaux du laboratoire de géologie de Grenoble (t. XXX, 1953, p. 55-59) qu'il s'agit de cristaux de calcite de précipitation accumulés à un moment spécial de l'histoire géologique.

2° Le fond immergé sur lequel ils se sédimentaient était assez irrégulier, sujet à une érosion locale dont pouvaient provenir les galets.

Durant leur dépôt ou immédiatement après, ces éléments ont été entourés, « cimentés », par des *Microcodium* qui, souvent remaniés, gisent en débris dans la formation elle-même.

3° L'agitation de l'eau ne devait pas être très violente. Il n'y a pas de hard-ground. L'absence de phénomène de dissolution ou d'altération semble indiquer que l'hydro-climat n'avait pas changé à la fin du Crétacé.

Quelle était la nature du milieu aquatique ?

La formation à *Microcodium* succède sans discontinuité stratigraphique au Sénonien marin à Rosalines; on est tenté, *a priori*, d'imaginer un milieu encore marin, peut-être d'un bassin achevant de se combler, des eaux peu profondes qui devaient s'étendre avec les mêmes conditions océanographiques, sur de vastes surfaces⁽¹⁾. Cependant, M^{me} RECH-FROLLO admet pour le poudingue fleuri des Pyrénées des conditions un peu différentes, celles d'une mer expirante, un milieu déjà saumâtre.

Quel âge attribuer au poudingue à « Microcodium » ?

Je l'ai considéré jusqu'ici comme appartenant au Crétacé supérieur. Il est, en effet, raviné dans les massifs du vallon de Demandols, comme 60 kilomètres plus au sud-est dans celui de l'Aution, par du Lutétien supérieur à *Nummulites perforatus* et *N. striatus*. Même, dans le massif de Tournaiet, au nord du col de l'Abeille, il s'agit de Lutétien inférieur à *N. atacicus* et *N. globulus*.

Mais cette attribution vient d'être remise en question. Neuf kilomètres à l'ouest de ce dernier col, dans le massif des Quatre-Cantons, j'ai observé des intercalations marno-calcaires à Pulmonés entre des bancs de conglomérat à *Microcodium*. La faune déterminée par P. JODOT comporte :

Palæoglandina marianii COLLOT.

Cyclophorus pellati ROM.

Limnea (Sphagnicola) aquense ROM.

Dactylomorpha gennevauxi ROM.

Paleocyclotinus cf. *exaratus* SANDB.

Helix (Plebecula) declivis SANDB. var. *cravansensis* de LAPP.

Strophostoma lapicida LEUFROY.

P. JODOT fixe pour ces couches un âge lutétien tout à fait supérieur ou Bartonien.

Cette attribution appellera discussion d'abord parce que 40 mètres au-dessus de l'horizon à *Microcodium* superposé aux bancs à Pulmonés, la coupe montre du Lutétien supérieur marin; ensuite, parce qu'elle semble en désaccord avec la paléogéographie régionale, mais dans cette mise au point je n'aurais pu manquer de donner l'avis du savant malacologiste.

La question reste donc ouverte.

(1) A ce moment il existait des terres émergées dans la région des Maures et de l'Estérel. En Provence, une phase orogénique anté-danienne est suivie du dépôt de conglomérats daniens alors que dans nos régions aucune déformation notable ne s'est produite avant le Nummulitique.

CHAPITRE XVIII

LE TERTIAIRE

ÉOCÈNE MOYEN — OLIGOCÈNE

(pl. 6, fig. 6)

SOMMAIRE

Pages

INTRODUCTION.....	289
-------------------	-----

I. LE NUMMULITIQUE CALCAIRE ET MARNO-CALCAIRE (Lutétien supérieur et Priabonien)

Études régionales sommaires :

1° Nord de la région étudiée.....	290
2° Région du Haut-Var.....	291
3° Région sud-est du secteur étudié.....	292
4° Régions avoisinantes.....	293

REMARQUES.....	294
----------------	-----

II. LA SÉRIE GRÉSEUSE — LES GRÈS D'ANNOT (Oligocène)

Études régionales sommaires :

1° Nord de la région étudiée.....	295
2° Région de la Haute-Tinée.....	296
3° Région du Haut-Var et d'Annot.....	296
4° Région sud-est du secteur étudié.....	296

REMARQUES.....	297
----------------	-----

INTRODUCTION

Après les perturbations qui, vers la fin du Crétacé ont amené la formation de Poudingue à *Microcodium* se sont écoulés les temps de l'Éocène inférieur sur lesquels ici nous n'avons aucune donnée, le massif des Quatre-Cantons mis à part. La série marine qui s'est déposée ensuite dans ce vaste domaine appartient déjà à l'Éocène moyen.

Reposant tantôt sur le Sénonien, le plus souvent sur le Poudingue à *Microcodium*, se développe la puissante série du Nummulitique marin. L'allure régulière de ses bancs inférieurs, leur apparente concordance avec les formations sous-jacentes, indiquent que la mer à Nummulres

s'est étendue sur une surface relativement plane et avant toute grande déformation orogénique. Lithologiquement, on peut y distinguer deux ensembles :

De la base au sommet :

1. — *Le Nummulitique calcaire* constitué par des calcaires sombres plus ou moins massifs passant vers le haut à des marno-calcaires. L'ensemble représente l'Éocène moyen et supérieur;
2. — *Le Nummulitique schisto-gréseux*, formé tantôt d'un Flysch gréseux noir suivi de grès en gros bancs, tantôt dès la base, d'une puissante série de grès lités. Les deux termes sont groupés sous le nom de « Grès d'Annot », et appartiennent à l'Oligocène.

L'analyse stratigraphique détaillée de ces divers horizons fut donnée d'abord par J. BOUSSAC [56]. Plus récemment, A.-F. DE LAPPARENT [216] et M. MAINGUY [229] ont apporté des données nouvelles. Sans revenir sur ces divers travaux, je me bornerai à résumer, dans les pages qui suivent, les observations susceptibles de compléter ou de nuancer les vues de ces auteurs.

I. — LE NUMMULITIQUE CALCAIRE ET MARNO-CALCAIRE

LUTÉTIEN SUPÉRIEUR ET PRIABONIEN

ÉTUDES RÉGIONALES SOMMAIRES

1. — NORD DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Le Nummulitique, comme le Crétacé supérieur n'est conservé qu'à l'ouest de Saint-Étienne-de-Tinée dans le massif du mont Aunès-Bollofré et la crête Mont Rognoso-Rocca Maire.

Reposant soit sur les calcaires du Sénonien, soit sur le Poudingue à *Microcodium*, l'Éocène franchement marin débute ici, en général, sans conglomérat de base, par un calcaire lité en gros bancs, noir-bleuâtres, à Nummulites, déterminant une petite falaise. Son épaisseur assez constante est de l'ordre d'une trentaine de mètres. Elle atteint exceptionnellement 60 mètres.

Les couches de base (5 à 10 mètres) de cet horizon renferment en de nombreux points *N. perforatus* et *N. striatus*.

La partie supérieure ne contient plus de grands Nummulites mais en abondance *N. striatus*⁽¹⁾.

Les bancs inférieurs appartiennent donc au Lutétien supérieur. Les plus élevés sont bartoniens (Priabonien inférieur)⁽²⁾.

Si les calcaires à *N. striatus* existent partout où furent conservés les sédiments nummulitiques, le niveau à *N. perforatus* et *N. striatus* n'est pas régulièrement représenté.

Faut-il penser que la transgression ne fut pas générale et que lorsque *N. perforatus* manque cela implique que la région ne fut pas atteinte par la mer lutétienne?

L'on pourrait également admettre que les grandes Nummulites peu abondantes ne se sont pas répandues partout. La remarquable constance de la barre calcaire formant la base du Nummulitique inciterait à admettre cette dernière hypothèse.

Quoi qu'il en soit dans cette région, trois faits semblent acquis :

- a. La présence fréquente du Lutétien supérieur à l'ouest du Mercantour;

⁽¹⁾ Je remercie vivement M. le professeur R. ABRARD pour l'amabilité avec laquelle il a bien voulu déterminer la plupart des Nummulites et Orthophragmines cités dans ces pages.

⁽²⁾ A la suite de R. ABRARD et de J. FLANDRIN, je range encore l'Auvervien de J. BOUSSAC dans le Lutétien supérieur.

b. L'absence, à la base de cette formation, tant de conglomérats à éléments cristallins ou cristallophylliens, que de niveaux gréseux indiquant la proximité d'un massif ancien émergé.

Les rares galets qui, en certains points se trouvent à la base du Nummulitique proviennent des couches sous-jacentes.

c. L'apparente concordance du Nummulitique sur les dépôts antérieurs.

Ces considérations m'ont amené à étudier les différentes régions où les auteurs avaient admis que le Nummulitique reposait sur des termes plus anciens que le Crétacé supérieur.

J'ai montré, avec P. FALLOT [103, 104, 105] que nulle part, dans le secteur étudié, les calcaires nummulitiques ne reposent sur autre chose que sur le Sénonien.

a. A la cime d'Auron, ce sont des blocs du fluvio-glaciaire qui ont été confondus avec des rochers en place [229].

b. A la pointe Giassin, la série subordonnée aux calcaires nummulitiques est continue, complète et fossilifère. Il n'y a pas de discordance, le Lutétien supérieur recouvre le Sénonien à Inocérammes et Rosalines et non pas l'Oxfordien, comme l'indiquait L. BERTRAND.

c. Plus au nord, du vallon de l'Alpe au Camp des Fourches au nord de Bouzieyas, les calcaires du Bartonien et parfois ceux du Lutétien supérieur sont régulièrement représentés, toujours au-dessus du Crétacé supérieur et le grès d'Annot repose sur le Praibonien.

Entre les lacs du Lauzanier et de Derrière la Croix, la présence du Lutétien à grandes Nummulites avait été signalée par J. BOUSSAC [56]; puis M. MAINGUY [229] admit que les Nummulites s'y trouvaient remaniés. J'ai retrouvé ce gisement en 1950. Ces grands forammifères ne semblent pas remaniés du tout.

Ainsi, la mer nummulitique s'est étendue sur un très vaste territoire, vraisemblablement sans laisser émerger d'île.

Vers la fin de la série calcaire, la sédimentation devient plus marneuse et l'on passe insensiblement à la série des marno-calcaires finement lités improprement appelés « Flysch calcaire »⁽¹⁾. Ils sont pauvres en fossiles.

Dans la région de Giallorgues, j'ai néanmoins recueilli, vers 958,3/224,8, *Discocyclus* cf. *augustae* V. DER WEIJDEN et *Asterocyclus radians* D'ARCHIAC. Cette association indiquerait le Priabonien inférieur.

Les marno-calcaires jaunâtres, encore fort épais au-dessus de cet horizon daté, ne m'ont fourni aucun repère paléontologique. Vu la constance de leur faciès, je rapporte l'ensemble au Priabonien, mais leur puissance varie beaucoup d'un point à un autre.

Dans le massif Mont-Aunès-Bollofré et sous la Pointe des 3 Hommes, elle n'est que de 30 à 40 mètres sous le grès d'Annot transgressif. Au Bollofré, elle atteindrait 200 mètres. Ici, cette variation considérable se fait brusquement de part et d'autre de la faille passant au col sud des 3 Hommes. Cette faille a donc joué durant la sédimentation des marno-calcaires priaboniens, ou avant les dépôts des grès d'Annot. Dans le massif Rognoso-Rocca Maire, bien que les changements d'épaisseur soient moins forts, ils sont cependant sensibles. Au mont Rognoso, les marno-calcaires n'ont qu'une trentaine de mètres, tandis que au revers sud de la crête ils atteignent environ 80 à 90 mètres. Enfin, vers la tête de Meric, ils se réduisent à 15 ou 20 mètres.

2. — RÉGION DU HAUT-VAR

Dans ce secteur, G. VERRIER et J.-M. SCHLUND (*loc. cit.*) ont reconnu un Nummulitique calcaire et marno-calcaire analogue au nôtre.

A la base, et reposant sur le Sénonien par un conglomérat à éléments locaux, on observe un

⁽¹⁾ Je réserverai, selon la règle rappelée par J. TERCIER, le terme de « Flysch » pour les alternances répétées de lits marneux et gréseux. On verra qu'il s'applique fort bien aux grès lités et marnes micacées qui règnent plus au sud-est (au Tournaiet par exemple) à la base du complexe d'Annot.

banc à grandes Nummulites, notamment *N. millecaput* et *N. uroniensis* du Lutétien supérieur. Viennent ensuite 25 à 30 mètres de calcaire noir à petites nummulites du Bartonien (= ? Priabonien inférieur). La série se termine par des marno-calcaires stériles à patine jaune, dont l'épaisseur, variable, peut atteindre 100 à 150 mètres et qui équivalent sans nul doute aux couches rapportées au Priabonien.

3. — RÉGION SUD-EST DU SECTEUR ÉTUDIÉ

a. Massif des Quatre-Cantons

Le Nummulitique marin débute par un banc massif de 20 à 30 mètres de calcaires gréseux durs à *N. incrassatus*. Viennent ensuite 10 à 15 mètres de calcaires marneux, supportant des horizons marno-sableux qui ont fourni une riche faune, identique à celle de la Palarea étudiée autrefois par J. BOUSSAC. Cet horizon appartient au Lutétien tout à fait supérieur. Viennent au-dessus, des niveaux encore calcaires formant le haut de la falaise; ils passent insensiblement à des marno-calcaires tout à fait analogues à ceux que j'ai décrits plus au nord en les rapportant au Priabonien. Ils ont fourni un peu au-dessus du niveau de la Palarea :

Nummulites incrassatus DE LA HARPE.

Nummulites striatus BRUG.

Discocyclina augustae VAN DER WEIJDEN.

Discocyclina cf. *pratti* MICH.

Actinocyclina radians D'ARCHIAC.

Un peu plus haut dans la série *N. striatus* BRUG, est remplacée par *N. bouillei* DE LA HARPE ce qui indiquerait un Priabonien plus élevé.

Ici aussi, l'ensemble marno-calcaire varie d'épaisseur. A la pointe nord du massif des Quatre-Cantons, il atteint à peine 60 mètres alors que vers le sud il mesure 100 à 120 mètres.

b. Massif du Tournairot

Nous y retrouvons une succession analogue comportant toutefois, à la base, des calcaires plus gréseux, voire même des grès à ciment calcaire.

Au nord, vers la Vacherie de Venanson, dans les bancs inférieurs, l'on ne peut citer que *N. contortus-striatus*, mais 20 mètres au-dessus de la base apparaissent quelques *N. perforatus*. J'ai admis en 1950 que ces grandes Nummulites étaient remaniées et j'ai rapporté les couches gréseuses de base au Priabonien inférieur.

Au-dessus, viennent successivement des calcaires plus marneux à sections de Gastéropodes, puis des horizons plus marneux à *D. augustae*, *A. radians* et *N. incrassatus*, attribuables encore au Priabonien inférieur. La série se termine par 40 à 60 mètres de marno-calcaires qui doivent représenter le Priabonien supérieur.

Au Sud-ouest du Tournairot, dans la vallée de la Tinée, vers le Mont Mangiarde, la série nummulitique est moins épaisse. Les calcaires de base ne mesurent qu'une quinzaine de mètres et les marno-calcaires 30 à 40 mètres. Vers la partie moyenne de cet horizon, on observe un niveau riche en petites Nummulites et en Orthophragmines. A côté des formes classiques, mais abondantes, tel que *N. incrassatus*, R. ABRARD a observé sur un échantillon une Nummulite se rapprochant de *N. fabianii* et des *D.* cf. *augustae* (mutation sans doute plus récente). En outre, il semble que les Nummulites granuleuses ne sont pas représentées. Ces faits inciteraient R. ABRARD à attribuer un âge priabonien supérieur assez élevé à ces horizons.

Enfin, au sud du Tournairot, sur la route qui, de la Tour-sur-Tinée, monte au fort du Tournairot, la base des calcaires gréseux comporte un horizon à *N. atacicus* et *N. globulus* sans *N. striatus*. Au-dessus, *N. globulus* est alors remplacée par *N. striatus*.

La base des calcaires gréseux serait donc attribuable au Lutétien moyen; au-dessus, viendrait le Lutétien supérieur.

Enfin, la barre calcaire se termine par des calcaires noirs à *N. striatus* et *N. incrassatus*, sans grandes Nummulites. Ils forment donc la base du Priabonien qui est ensuite représenté, pour sa partie principale, par des marno-calcaires jaunâtres. Ceux-ci terminent la série, mais, ici, leur épaisseur ne peut être estimée en raison des dislocations qui les ont affectés.

c. Massif de l'Aution-Millefourches

Les formations tertiaires constituent, ici, l'extrémité nord de la cuvette nummulitique de Peira-Cava.

Comme dans le massif du Tournaire, la base du Nummulitique est gréseuse. Elle comporte l'horizon à grandes Nummulitiques du Lutétien supérieur. Les grès, qui sont à ciment calcaire, passent vers le haut à des calcaires francs contenant localement des lumachelles de petites Nummulites du Bartonien inférieur. La série se termine, ici aussi, par des marno-calcaires à patine jaune du Priabonien.

4. — RÉGIONS AVOISINANT LE SECTEUR ÉTUDIÉ

a. Sud du Dôme de Barrot

Les travaux de A.-F. DE LAPPARENT et de M. MAINGUY ont déjà montré que dans la région de Puget-Théniers, le Nummulitique débute par le Lutétien supérieur à *N. perforatus* et *N. striatus*. La succession des divers horizons y est analogue à celle que nous avons observée, tant au nord qu'au sud de la région étudiée, à de faibles variations lithologiques près. En effet, la série débute par des bancs calcaires plus ou moins gréseux passant vers le haut à des marno-calcaires et se termine par des marnes bleues.

La base des calcaires appartient au Lutétien supérieur, le sommet au Bartonien. Le reste de la série forme le Priabonien. Les marnes bleues sont, en effet, attribuées au Ludien, qui doit correspondre, ici, au Priabonien supérieur.

Récemment, Y. GUBLER, J. FLANDRIN, J. SIGAL [179 bis], ont montré que le Lutétien supérieur à *N. aturicus* et *N. contortus-striatus* s'étendait jusque non loin d'Annot, en particulier à Scaffarels.

On y retrouve la coupe typique du Nummulitique calcaire de ces régions. En outre, ces auteurs ont récolté à la partie supérieure des marnes bleues, une micro-faune datant l'Éocène le plus supérieur ou l'extrême base de l'Oligocène.

b. Bordure orientale du massif de l'Argentera-Mercantour

Le Nummulitique est régulièrement représenté du nord du col de Pourriac à la région de Vinadio-Demonte.

J. BOUSSAC [56] a donné de cette région une vue d'ensemble d'après les travaux des auteurs anciens; mes trop rapides observations n'y apportent aucune modification. La série nummulitique débute par des calcaires à petites Nummulites du Bartonien. Dans les deux ou trois coupes que j'y ai effectuées, je n'ai pas trouvé d'horizon à grandes Nummulites.

Dans la vallée du Gesso, que je n'ai pas étudiée, le Nummulitique est représenté de Valdieri jusqu'au col de Tende dans les écaïlles par-autochtones. Pour J. BOUSSAC, ici aussi, la base du Nummulitique appartiendrait au Bartonien (Priabonien inférieur). La région présente, du reste, des

complications tectoniques insoupçonnées des auteurs précédents et, de ce fait, ne permet pas de comparaison sans une étude plus approfondie.

Nous en tenant donc aux données fournies par les travaux antérieurs nous admettons que le Nummulitique marin y débute avec le Bartonien et que le reste de la série subordonnée au grès d'Annot appartient au Priabonien supérieur. Le fait essentiel est que, nulle part, les calcaires et les marno-calcaires de l'Éocène ne sont transgressifs sur le massif ancien; ils reposent sur le Crétacé supérieur ou le niveau à *Microcodium*.

*
* *

REMARQUES

De ce qui précède, on peut retenir les faits suivants :

1^o Le Lutétien moyen s'observe dans le massif du Tournaire;

2^o Le Lutétien supérieur (Auversien) est largement représenté à l'ouest et au sud du massif de l'Argentera-Mercantour. On le connaît depuis sa bordure immédiate (Pointe Giassin) jusque dans la région du lac d'Allos.

Au sud, on le trouve régulièrement dans les massifs de l'Aution, du Tournaire, de la pointe des Quatre-Cantons et vers Puget-Théniers. Le dernier jalon vers l'ouest est celui de Scaffarels près d'Annot.

3^o Dans toute cette région, l'Éocène repose sur le Sénonien ou sur le Poudingue à *Microcodium*, jamais sur un terrain plus ancien;

4^o Les faciès des différents termes du Nummulitique sont à peu de détails près, les mêmes.

La barre calcaire inférieure, plus gréseuse au sud qu'au nord, appartient toujours au Priabonien inférieur; elle admet localement à sa base l'horizon du Lutétien supérieur ou moyen. Le faciès calcaire peut exceptionnellement se prolonger et atteindre même le Priabonien supérieur (Scaffarels, Félines).

Les marno-calcaires jaunes, du Nord passent, vers Puget-Théniers et Annot, aux faciès dit des « marnes bleues ». L'un comme l'autre appartiennent au Priabonien moyen-supérieur et les dernières couches contiennent une faune d'affinité oligocène.

5^o Des variations d'épaisseur importantes affectent ces marno-calcaires, trahissant sans doute des mouvements tectoniques, soit durant la sédimentation du Priabonien, soit après. Dans ce dernier cas, les amincissements seraient dus à l'érosion anté-Annot.

Ainsi, la mer à Nummulites du Lutétien moyen s'est avancée plus loin que ne le pensait J. BOUSSAC, qui l'arrêtait bien à l'est, vers le col de Braus (pl. 6, fig. 6).

A l'Auversien (Lutétien supérieur), la mer s'est étendue non seulement vers Puget-Théniers (A.-F. DE LAPPARENT), mais jusqu'à Annot et Allos, couvrant un vaste territoire. Certains secteurs d'extension réduite, ne nous ont pas fourni de grandes Nummulites, soit que leur horizon n'ait pas été conservé, soit que la transgression ait respecté ces zones. Quoi qu'il en soit, au Priabonien, toute la région est entièrement couverte — rien n'indique la proximité d'une terre émergée — les éléments sableux, plus développés au sud qu'au nord, semblent provenir de région plus méridionale et non du nord ou de l'est.

Le massif de l'Argentera-Mercantour ne formait pas, alors, une île comme le voulaient les auteurs précédents. Toujours enfoui sous sa couverture de terrains sédimentaires secondaires, il fut sans doute partiellement recouvert par la mer du Lutétien supérieur et certainement par la mer priabonienne. A ce moment, s'est établie, dans toute la région, une sédimentation pélagique qui va se terminer brusquement.

II. — LA SÉRIE GRÉSEUSE

LES GRÈS D'ANNOT

Un brusque changement se produit en effet à la fin de l'Eocène : à la série marno-calcaire pélagique, succède un complexe dont l'essentiel correspond à de puissants grès, prolongeant latéralement les célèbres Grès d'Annot.

L'âge de cette formation fit l'objet de longs débats.

Dès 1950, me fondant sur de nombreuses observations j'ai conclu que, dans la région qui m'était impartie, il fallait les tenir pour oligocènes.

Cette opinion, jadis admise par L. BERTRAND, J. BOUSSAC et S. DEB, fut combattue, notamment par L. MORET, surtout pour des parages plus septentrionaux. Récemment, Y. GÜBLER, J. FLANDRIN et J. SIGAL, découvrant une faunule oligocène dans les couches basales des grès d'Annot, près de Scaffarels apportèrent à mes observations de terrain une confirmation paléontologique qui paraît définitive.

Le complexe d'Annot repose généralement en apparente concordance mais sans doute en « discordance de mapping », sur les marno calcaires priaboniens. Il admet deux faciès principaux :

1° Les grès identiques à ceux d'Annot même;

2° Un Flysch, formé d'alternances de grès fins ou grossiers et de marnes noires micacées.

Ces deux faciès ne sont pas également répartis. Le type Flysch semble se développer principalement à la base de la série, plus rarement au sommet.

Les divers affleurements étudiés, ici, sont conservés dans des cuvettes adoucies. La stérilité totale du complexe n'a encore permis d'établir ni stratigraphie détaillée, ni corrélation entre les divers affleurements. La question des minéraux lourds ou de l'étude micrographique de la roche en est encore au point où — d'ailleurs dans une région voisine — S. DEB l'a laissée.

ÉTUDES RÉGIONALES SOMMAIRES

1. — LE NORD DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Le complexe d'Annot ne forme ici que deux affleurements d'extension assez limitée, couronnant de petits massifs montagneux. L'un s'observe à l'ouest de Saint-Étienne-de-Tinée, où il forme le haut de la crête du mont Aunès-Pierre-Châtel-Trois-Hommes, séparant les vallons de Giallorgues et de Demandols. L'autre règne dans l'éperon Tête de Méric-Rognone. Un petit lambeau coiffe Peira de Vic, non loin du mont Rognoso.

Les grès débutent directement, sans intercalation de Flysch noir, sur les marno-calcaires priaboniens. Leur série est uniquement formée de grès, généralement grossiers, souvent à patine rousse ou fauve, lités en gros bancs, avec de très rares intercalations de lits plus fins.

Vers la base, apparaissent localement des lentilles conglomératiques dont les galets proviennent du massif de l'Argentera-Mercantour. Un peu au nord de Saint-Étienne, à la Pointe Giassin, la série débute par des niveaux à marnes micacées, suivie, à quelques mètres de la base, par un niveau à galets de quartzites du Trias, de calcaires du Lias et du Malm, de Sénonien, de Nummulitique et surtout de gneiss et d'un granite identique à celui de l'Argentera. Ces matériaux furent sans doute apportés par un cours d'eau s'écoulant du sud-est au nord-ouest, car le granite de l'Argentera n'existe qu'à une trentaine de kilomètres au sud-est.

2. — RÉGION DE LA HAUTE-TINÉE

Je n'ai fait dans ce secteur que des excursions de raccord. Partout, le Grès d'Annot repose sur le Priabonien. La grande transgression de Grès d'Annot, discordante sur le Cristallin et le Secondaire, imaginée par les anciens auteurs, ne peut être admise.

Le complexe gréseux débute le plus souvent par un petit horizon à marnes noires. Mais, s'il admet localement de nombreuses passées de type Flysch — notamment au sud du vallon de l'Alpe — il comporte surtout des grès dont les délits plus tendres soulignent la stratification régulière. La série, faiblement gauchie, règne dans tout le bassin de la Haute-Tinée, et plus au nord, où, relativement très peu disloquée, elle forme le soubassement des Nappes de l'Ubaye-Embrunais.

3. — RÉGION DU HAUT-VAR ET D'ANNOT

Bien que cette région soit extérieure au domaine étudié, il est d'autant plus nécessaire d'évoquer ses grès que c'est là qu'en fut pris le type.

Ils y débutent par 2 à 4 mètres de marnes noires souvent ligniteuses au-dessus desquelles les grès lités peuvent dépasser 500 mètres de puissance. Tantôt grossiers et massifs, tantôt relativement plus fins et tendres, ils sont séparés par de minces délits dont quelques uns, de 1 à 2 décimètres, formés de marnes noires micacées un peu schisteuses.

On n'a pas signalé de bancs conglomératiques dans ces parages et je n'en ai pas vu.

4. — RÉGION SUD-EST DU SECTEUR ÉTUDIÉ

Les montagnes situées entre le Barrot et le massif ancien correspondant à une région où la série sédimentaire, surélevée, ne comporte pas de grès d'Annot, il faut gagner le Midi de Saint-Sauveur, 25 kilomètres au sud-est de la crête de Rognone, pour retrouver l'Oligocène qui, sauf faibles variations, reste toujours pareil à lui-même.

a. Massif des Quatre-Cantons

Tout le massif est couronné de grès d'Annot, régulièrement développés au toit du Priabonien marno-calcaire. Il n'y a, ici, ni conglomérats, ni tendance vers le faciès Flysch.

b. Massif du Tournairot

Coiffant le Priabonien, le complexe gréseux forme le sommet du massif et s'étend largement à son revers sud.

Au nord, il fait suite régulièrement aux marno-calcaires priaboniens; au sud, par contre, *il repose en discordance sur n'importe quels termes du Nummulitique calcaire et même sur le Crétacé supérieur.*

Les séries anté-oligocènes y ont commencé à se plisser avant le dépôt des grès d'Annot.

La sédimentation détritique débute par un Flysch noir — d'épaisseur variable, mais dépassant 40 mètres au nord du massif — que suivent les grès grossiers en bancs réguliers.

Les variations respectives du Flysch et des grès résultent sans doute de deux causes. L'une serait liée à la nature des matériaux apportés au bassin. Mais on est aussi en droit de penser que le Flysch noir se serait accumulé dans les dépressions ou des cuvettes, l'Oligocène s'étant alors déposé sur une surface irrégulière, les plis nés à la fin du Priabonien n'auraient été que partiellement arasés.

c. Massif de l'Aution-Millefourches

Dans ce massif qui correspond à la partie nord de celui de Peira Cava, le complexe gréseux n'y est représenté que par du Flysch, les grès en gros bancs n'apparaissant que plus au sud, en dehors du secteur étudié ici.

S. DEB [78] a longuement décrit l'aspect lithologique des divers horizons de Peira Cava, mais sans donner ni carte de répartition de faciès, ni profils coordonnés : de son minutieux travail ne ressort aucune vue utilisable.

Nous retiendrons seulement la présence de divers lits de conglomérats à galets cristallins et cristallophylliens provenant du massif de l'Argentera-Mercantour.

La série, après avoir débuté par le Flysch, se termine par une récurrence du même faciès.

*
* *

REMARQUES

Les variations de puissance de l'Éocène supérieur — souligné au sujet du Priabonien —, certaines failles anté-oligocènes et le repos des grès jusque sur le Crétacé supérieur dans le massif du Tournaire, témoignent de déformations, voire de plissements et d'érosions immédiatement antérieurs au début de la série oligocène.

Mais celle-ci, de par les énormes masses de grès qui la constituent essentiellement, souligne un événement tectonique beaucoup plus considérable : l'émersion du massif de l'Argentera-Mercantour et l'attaque de ces séries cristallines et cristallophylliennes.

Bien que les hasards des déformations et de l'érosion du grès d'Annot aient réduit, dans le secteur étudié, ses affleurements à de plus ou moins vastes lambeaux disjoints, il est manifeste que cette formation fut continue.

C'est par l'accumulation de sa gigantesque cuirasse détritique que se termine l'histoire sédimentaire de la région. Immédiatement après, elle émerge, à la suite des phases orogéniques alpines.

Pour ce qui est de ces déformations, comme aussi de l'intumescence du vieux massif, puis du décollement de sa couverture, enfin des accidents si complexes de la série secondaire, ils seront analysés dans un ouvrage séparé.

CINQUIÈME PARTIE

EN GUISE DE CONCLUSION

Laissant de côté l'analyse de la tectonique alpine (voir tome II, en préparation), je me contenterai de rappeler ici les principaux résultats auxquels m'a conduit l'étude du massif de l'Argentera-Mercantour, en retraçant les grands événements de son évolution au cours des âges.

Le massif de l'Argentera-Mercantour n'est qu'une boutonnière anticlinale où affleurent en un ovale d'environ 60 kilomètres sur 30, des terrains appartenant au vaste socle ancien qui pointe ailleurs dans les autres « massifs externes » des Alpes.

Ce petit élément du socle, classé jadis comme « massif hercynien » révèle une suite d'événements beaucoup plus complexes qu'on ne le croyait.

L'histoire commence sans doute aux temps anté-cambriens par le dépôt d'une série schistogréseuse, où des passées de roches vertes ont été mises en place. Puis se succèdent métamorphisme, migmatisation, granitisation... *C'est le cycle orogénique de la Valmasque.*

De la très vieille chaîne de montagnes ainsi formée nous ne connaissons que les parties profondes.

Elle fut arasée et nettoyée des produits de sa destruction.

Ses restes formeront désormais un premier socle.

Et sur ce socle se dépose la nouvelle série sédimentaire de schistes, grès et calcaires du complexe de la Tinée auxquels s'associent, sans doute aussi, quelques roches vertes. La même suite d'événements recommence : métamorphisme, migmatisation, plissements et granitisation. C'est *le cycle orogénique de l'Argentera*. Le premier socle, lui-même, subit les contre-coups de ces phénomènes. Il est rétromorphosé, écrasé, et partiellement intégré dans les roches nouvellement formées.

L'érosion détruit alors la chaîne, met à nu ses parties profondes et :

Le socle se trouve dès lors constitué par deux éléments, l'un ancien, celui de la Valmasque, sans doute anté-cambrien, l'autre plus récent, celui de l'Argentera, peut-être hercynien.

Mais le cycle hercynien n'est pas terminé. Une série de phases mineures s'enregistre encore, mais leur intensité va diminuant.

Au cours de ces épisodes tardifs chaque phase de détail se réduit aux termes d'érosion-sédimentation et de plissement.

Il en résulte, plus ou moins successivement :

- *Le Poudingue des Bresses* et la *mylonite de Fremamorta*, ainsi que la *mylonite de la Valletta-Mollières* ; celle-ci d'une importance capitale met en contact deux pays cristallophylliens différents ;
- *La « Mollièresite »* et sa zone d'écrasement ;
- *Les dépôts stéphanien*s, plissés en synclinaux aigus ;
- Enfin, *les dépôts permien*s, aussitôt déformés par des plis droits ou à peine déversés.

Le Stéphanien, par ses plantes et ses sédiments, se montre très semblable à ce que l'on connaît ailleurs de cet étage.

Quant au Permien, il revêt une importance particulière, non seulement parce qu'il voit la fin de l'orogénie hercynienne, mais aussi par une accumulation détritique presque comparable, en ampleur, à celle des Alpes bergamasques.

Sa série présente un double intérêt. D'une part, le dépôt sur plusieurs milliers de mètres de sédiments tantôt grossiers, tantôt fins témoigne de l'importance du remblaiement et, peut-être, de phénomènes de subsidence étroitement localisés. D'autre part, et surtout, le type de la sédimentation permet de serrer de plus près le problème des conditions de dépôt et du climat permien.

La nature et le rythme de l'épandage détritique évoquent étroitement les conditions de la sheet flood-erosion des climats semi-arides. Par ailleurs, les sédiments fins dérivant de l'altération chimique de cendres volcaniques en *présence d'humidité, excluent l'hypothèse classique qui assimile les dépôts permien à des sédiments désertiques.*

Si le caractère de la sédimentation peut résulter de conditions locales, le nouvel aspect du problème paléo-climatologique revêt une signification beaucoup plus générale et ouvre la voie à des travaux nouveaux sur les sédiments colorés du Permien.

L'histoire primaire se termine avant le Trias inférieur, par un dernier rejeu, sans doute faible, de l'orogénie hercynienne, suivi, une fois encore, d'érosion.

Le Werfénien, nonobstant la discordance, voit se continuer des conditions héritées du Permien, comme ses dépôts transgressifs tendent à compléter l'enfouissement des derniers vestiges de la chaîne hercynienne, hormis certains reliefs, qui sont encore respectés.

Ce n'est qu'après le Trias inférieur que survient la grande transformation paléogéographique du début de l'ère secondaire, l'établissement d'une sédimentation marine, calcaire ou marneuse, impliquant la disparition du massif ancien qui sera bientôt recouvert par la mer pour une longue période.

Cependant l'aurore de ce régime marin ne va pas sans quelques vicissitudes au cours du Trias et même du Rhétien. Peut-être s'agit-il des derniers échos de l'orogénie hercynienne qui se traduisent par des émergences assez étendues.

Le Trias moyen débute timidement par des cargneules (d'origine lagunaire?). Puis, viennent, comme ailleurs, des calcaires et dolomies presque stériles mais certainement marins. Leur bassin a, sans doute déjà recouvert la totalité de la région, mais les rares fossiles ne traduisent pas de notables influences alpines. En particulier, les Gyroporelles, si abondantes dans la zone briançonnaise ont à peine atteint nos régions. Une régression se produit; gypse et cargneules s'accumulent, témoignant d'un régime lagunaire.

Le sud de la région est alors partiellement exondé et les bords de ses lagunes se couvrent de « roseaux » dont on retrouve les sols de végétation, tandis qu'au nord, le dépôt des « marnes bariolées » semble avoir suivi celui des cargneules. Des niveaux calcaires y indiqueraient des influences marines.

Au Rhétien s'ébauche une nouvelle transgression venant du sud, alors qu'au nord le régime sédimentaire ne paraît pas modifié.

Par contre, et ceci est nouveau, à *l'Hettangien*, la mer étend uniformément et largement une sédimentation calcaire ou un peu dolomitique.

Mais, vers l'est, entre la Vesubie et la Roya, l'Infra-Lias n'a pu y être mis en évidence, sans doute, faute de s'y être déposé.

Ainsi, dès cette époque, s'ébauche une région orientale dont l'évolution paléogéographique sera particulière.

Au début du Lias, au Sinémurien, une mer peu profonde peuplée de Gryphées régna dans toute la région. Après ces débuts néritiques, la sédimentation se poursuit au nord du dôme de Barrot d'abord par des calcaires à entroques ou à silex, puis elle tend à un type plus marneux. Ses dépôts peuvent atteindre 200 mètres. Par contre, vers le nord et l'est, le Lias moyen-supérieur

n'a qu'une trentaine de mètres. Localement s'y marquent des lacunes de sédimentation, peut-être dues à des courants sous-marins. Dans le secteur oriental, le Lias n'a pas été identifié. Quant au faciès dauphinois du Lias subalpin, on le connaît non loin au nord-ouest, mais il n'a pas atteint la région étudiée.

Au *Dogger* les dépôts furent continus offrant des variations d'épaisseur moindre qu'au Lias. Ils sont marneux ou marno-calcaires au nord du dôme de Barrot, où ils révèlent une extension des faciès dauphinois. Plus au nord encore et dans le reste de la région, ils sont plus calcaires.

Enfin, à l'est de la Tinée, le domaine déjà individualisé au Lias inférieur se signale encore par l'absence de sédimentation.

Ainsi, la limite du faciès dauphinois se déplace vers le sud-est entre le Lias et le *Dogger*, tandis que la sédimentation calvaire avoisine le massif ancien tant en France qu'en Italie, dans la Haute-Stura.

Au *Malm*, le domaine dauphinois s'agrandit vers le nord. Au début c'est une sédimentation marneuse qui y règne (marnes noires oxfordiennes). A l'Argovien s'amorcent des dépôts marno-calcaires lités, passant vers le haut à des calcaires. La série se termine par une grande barre de calcaires stériles dont le sommet seul appartient au Tithonique.

A l'est, au pourtour du bassin à faciès dauphinois, les sédiments réalisent, dès l'Argovien, un type grumeleux, puis calcaire, qui forme la transition au domaine à faciès provençal où, dans la zone où le Lias manque, le *Malm* souvent à Polypiers, est entièrement calcaire et dolomitique.

Les limites de ces zones de faciès sont presque perpendiculaires à la bordure du massif ancien. Celle qui sépare le type dauphinois du type intermédiaire se retrouve vers Vinadio, en Italie.

La répartition des faciès, loin d'indiquer des auréoles au pourtour de l'Argentera-Mercantour, évoque ainsi une extension générale de la mer, tout à fait indépendante du pays cristallin actuel.

Avec le *Crétacé inférieur* (Valanginien-Barrémien) la sédimentation de type dauphinois, s'étend vers l'est jusque entre Tinée et Vésubie.

Elle débute par des marno-calcaires et des calcaires lités qui font suite au Tithonique. Selon les points, leur épaisseur varie, et peut passer de la valeur moyenne voisine de 150 mètres à plus de 500 mètres. Il s'agit sans doute là de dépressions en forme d'ombilics (ouest d'Ilonse par exemple).

A l'est, les conditions changent en direction de la région orientale.

D'une part, des lacunes de sédimentation se montrent à la base du Crétacé, d'autre part il apparaît de la glauconie et, au toit du Barrémien, s'individualise un hard-ground.

A la lumière des travaux sédimentologiques récents, j'ai estimé que ces anomalies ne correspondent pas à des émergences ou à des transgressions répétées, mais trahissent bien plutôt des accidents de sédimentation.

Alors qu'au nord s'accroissait la fosse, en zone orientale a dû s'individualiser une plate-forme sous-marine. Omission, hard-grounds, formation de glauconie, arrivée de représentants de la faune nordique à *Polyptychites*, peuvent s'expliquer par le jeu des courants froids balayant cette plate-forme.

Durant cette période et, comme précédemment, les limites des zones de faciès sont indépendantes du contour du massif ancien.

La distribution des bassins et des faciès demeure la même à l'*Aptien-Albien-Cénomanién inférieur*. Mais la sédimentation est à dominante marneuse, l'hydro-climat ayant été peu propice à la précipitation du calcaire.

Dans le Haut-Var, la Haute-Tinée et jusqu'à la Haute-Stura, règnent surtout les marnes. Localement, au Vraconnien s'intercale un épisode à glauconie (col de Pal, haut vallon de Roya), le haut de la série noire appartenant au Cénomanién inférieur.

Au sud-est, surtout à l'est de la Tinée, ce sont les niveaux glauconieux qui vont remplacer, en grande partie, le faciès des marnes noires.

Les lacunes sont fréquentes, tantôt au Bédoulien, tantôt au Gargasien, bientôt à l'Albien inférieur. En certains points, les fossiles roulés d'une zone se retrouvent dans une autre. En un mot, les vicissitudes qu'a connues le Néocomien-Barrémien se répètent, mais la série est encore plus réduite et plus glauconieuse. A l'est de la Tinée, les marnes noires disparaissent presque totalement.

Cette période est la dernière durant laquelle le domaine situé à l'Orient de la Tinée demeure individualisé par des particularités sédimentaires.

Au Cénomanién supérieur s'opère une vaste unification de faciès et de ce moment à la fin du Sénonien, des dépôts pélagiques s'accumulent épais de 3 à 600 mètres, tant dans le domaine de la Haute-Stura que dans ceux du Var, de la Tinée de la Vésubie et de la Roya.

Sans doute après le Maestrichtien, le bassin se comble-t-il et, brusquement, il s'établit un régime détritique spécial dont les galets sont cimentés par des organismes douteux, désignés provisoirement sous le nom de *Microcodium*. Nous ignorons s'il s'agit encore de Crétacé ou déjà d'Eocène. La détermination de la seule faune — continentale — que l'on y a trouvée en un point, est en contradiction avec la coupe stratigraphique du lieu.

Par la répartition de ses faciès, ses variations de puissance, le Crétacé, bien que pauvre en fossiles, nous a permis de compléter et de modifier les données paléogéographiques antérieures. L'extension de la fosse néocomienne et médio-crétacée, la répartition des niveaux à glauconie, les preuves répétées de l'absence d'une terre émergée, correspondant, alors, au Massif ancien, sont autant de traits nouveaux qu'apporte cette étude.

Le Tertiaire débute par la transgression de la mer, à grandes Nummulites qui envahit progressivement toute la région, dès le Lutétien supérieur, sauf, peut-être, quelques îlots.

Elle occupe un territoire qui, contrairement aux assertions antérieures, n'avait été ni plissé, ni fortement érodé. Partout où je les connais, ses dépôts succèdent en concordance apparente au Sénonien ou aux couches à *Microcodium* qu'ils ravinent. Et la mer s'étend beaucoup plus largement que les travaux de BOUSSAC et de ses successeurs ne le pensaient.

Aux calcaires noirs du début font suite des dépôts marno-calcaires jaunâtres, d'épaisseur variable, qui représentent le Priabonien moyen et supérieur. C'est l'équivalent, inconnu jusqu'ici, des marnes bleues priaboniennes, décrites entre Var et Verdon.

Ainsi la stratigraphie du Nummulitique acquiert-elle un aspect nouveau. Que le faciès calcaire lutétien se prolonge parfois plus haut et atteigne le Priabonien inférieur n'importe guère; le fait essentiel est l'individualité des dépôts priaboniens, marneux ou marno-calcaires, par lesquels s'achève définitivement la sédimentation pélagique.

Avant que la mer ne se retire, il est probable que s'étaient amorcées des déformations intercutanées, traduites en surface par des gauchissements adoucis. Ceux-ci sont soulignés par la discordance du complexe terminal : celui *des grès d'Annot*, qui, au sud du Tournaiet, repose sur la tranche des plis.

Déjà, pendant la fin du Priabonien et, certainement après la fin de la sédimentation pélagique, un événement essentiel s'est produit.

Le pli de fond de l'Argentera-Mercantour s'est individualisé. Le glissement de sa couverture a dévêtu ses terrains anciens. Dès lors s'établit une sédimentation détritique qui étendra une immense cuirasse gréseuse sur l'Eocène.

Des cours d'eau, descendant du massif cristallin, apportent des galets de gneiss et de granit, comme aussi, des débris de la couverture secondaire.

Les grès d'Annot jouent, par rapport à l'édifice alpin naissant, le même rôle que le Permien, par rapport aux reliefs hercyniens. L'homologie est si étroite et la ressemblance si grande qu'en

certain points l'on peut hésiter à attribuer des affleurements isolés au Permien à faciès Bego ou à l'Oligocène.

Cependant ni le climat, ni la sédimentation dans son détail ne peuvent se comparer étroitement d'une période à l'autre.

Le grès d'Annot s'apparente beaucoup plus au Flysch, qui est d'ailleurs typiquement représenté dans certaines de ses parties. On pourrait même considérer tout le complexe comme un Flysch dont les grès d'Annot représentent une différenciation extrême.

Ce n'est qu'après avoir étudié la tectonique tertiaire que nous pourrions interpréter en détail ces dernières formations et tenter de coordonner leur répartition comme leurs déformations avec les étapes de l'orogénie alpine.

Sous leur aspect purement stratigraphique, elles nous apparaissent simplement, ici, comme le dernier épisode d'une histoire sédimentaire qui a débuté avec la transgression triasique et qui se clôt par le gigantesque remblaiement final de l'Oligocène.

TABLEAUX DES ANALYSES CHIMIQUES

Première ligne : composition $\%$ poids

Deuxième ligne : paramètres Niggli

Page	N°	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂ <i>ti</i>	P ₂ O ₅ <i>p</i>	H ₂ O +	H ₂ O -	CO ₂	Autres éléments
92.....	1	70,96 352	14,16 41	0,19	2,13 15	0,02	0,78 0,32	2,26 12	4,21 32	3,80 0,38	0,30 1,2	0,14 0,25	1,09	0,00		
92.....	2	69,67 329	15,50 43	0,13	2,17 14	0,03	0,76 0,37	2,77 14	4,24 29	3,10 0,32	0,36 1,3	0,21 0,45	1,11	0,00		
96.....	3	75,43 462	13,75 50	0,09	1,06 6	0,02	0,03 0,03	0,80 5	4,22 39	3,63 0,36	0,08 0,3	0,12 0,2	0,98	0,00		
126.....	4	76,91 500	13,10 50	0,04	0,52 3	0,01	0,06 0,16	0,31 2	4,44 45	3,90 0,38	0,08 0,15	0,09 0,3	0,78	0,00		
122.....	5	75,89 466	13,35 47	0,48	1,14 10	0,35	0,05 0,04	0,35 2	4,56 39	3,04 0,30	0,06 0,22	0,15 0,35	0,68	0,00		
60.....	6	48,19 118	18,36 26	2,68	8,77 41	0,20	4,26 0,43	8,12 21	4,82 13	0,86 0,1	1,65 3	0,52 0,6	1,64	0,00		
62.....	7	66,11 266	14,65 35	0,21	3,97 26	0,03	1,97 0,45	3,60 15	4,41 24	2,69 0,28	0,30 1	0,20 0,4	1,89	0,00		
69.....	8	49,93 128	13,97 21	1,55	9,05 44	0,17	5,50 0,47	8,26 23	3,83 12	1,66 0,21	3,49 6,7	0,41 0,4	2,27	0,00		
47.....	9	60,25 215	18,35 39	0,95	6,40 41	0,03	3,65 0,47	1,50 6	2,35 14	2,75 0,43	1,06 3	0,21 0,3	1,75	0,25	Traces	SO ₃ = traces
47.....	10	72,60 373	12,85 39	1,65	3,45 31	0,07	1,15 0,28	1,65 9	2,10 21	3,20 0,5	0,60 2	0,13 0,3	0,90	0,22	Traces	SO ₃ = traces
45.....	11	63,40 258	16,05 37	1,15	5,10 37	0,10	2,67 0,43	2,22 9	3,30 17	2,10 0,29	0,75 2,2	0,13 0,2	2,30	0,15	Traces non dosées	SO ₃ = 0,20
67.....	12	66,30 290	18,40 47	Traces	4,25 28	0,06	1,95 0,45	1,40 7	1,70 18	4,35 0,56	0,25 0,78	0,05 0,06	1,60	0,17	Traces	SO ₃ = 0,18 Cl = traces
62.....	13	63,60 236	18,30 40	0,10	4,80 31	0,06	2,90 0,55	3,20 13	2,65 16	2,70 0,4	0,50	0,15	1,40	0,12	Traces	SO ₃ = 0,25 Cl = 0,25
58.....	14	64,40 245	17,25 38	0,55	5,05 40	0,05	3,85	1,40 6	2,20 16	3,25 0,5	0,65	0,13	1,65	0,05	Traces	SO ₃ = 0,30 Cl = traces
122.....	15	73,36 412	14,35 47	0,10	0,95 5	0,02	0,06 0	0,56 4	5,14 44	4,48 0,3	0,11 0,3	0,13 0,2	0,55	0,05		
122.....	16	75,77 465	13,23 48	0,05	0,83 5	0,02	0,00	0,64 4	4,67 43	4,06 0,36	0,08 0,3	0,10 0,2	0,62	0,00		
61.....	18	67,45 292	16,45 42	0,15	4,70 33	0,07	2,36 0,46	2,18 10	1,95 15	2,50 0,46	0,55 0,2	0,13 0,2	0,80	0,05	Traces	S = 0,23

Σ c/fm	Perte	Analyste	Localité	Observations	N°
100,04		J. JAKOB..... Zürich.	Vallon Blanc Est Gendarme du Balaur, Haute Ma- done de Fenestre.	Anatexite de Fenestre-faciès leucocrate.	1
100,05		J. JAKOB..... Zürich.	Le Ponset, Haute Madone de Fenestre.....	Anatexite de Fenestre-faciès nébulitique.	2
100,21		J. JAKOB..... Zürich.	Pied Ouest de la Brèche Risso, Haute Madone de Fenestre.	Granite à grain fin, en filon recoupant les anatexites de Fenestre.	3
100,24		J. JAKOB..... Zürich.	Vallon Blanc Est Gendarme du Balaur.....	Granite à grain fin recoupant les anatexites de Fenestre.	4
100,10		J. JAKOB..... Zürich.	Nord-Est Colle Mercera-Haut Vallon de Chastillon.	Granite de l'Argentera.	5
100,07		J. JAKOB..... Zürich.	Chemin d'Isola à Clotgil (977/219,8).....	Amphibolite de la Formation d'Anelle.	6
100,03		J. JAKOB..... Zürich.	Pied Sud Mont Palastro, Vallée de Chastillon.....	Diorite-Migmatite d'Iglière.	7
100,09		J. JAKOB..... Zürich.	Versant Sud-Est Vallon du Tenibres, Nord-Ouest Cote 2 144.	Amphibolite. Série de Rabuons.	8
99,50		J. PATUREAU.. Paris.	Sud Crê e de la Gorme (975,2/218,6).....	Gneiss à biotite et sillimanite, série de Varélios.	9
100,57		J. PATUREAU.. Paris.	Ravin de Belangier (973,1/220,9).....	Gneiss à biotite et sillimanite, série de Varélios.	10
99,62		J. PATUREAU.. Paris.	Ravin de Varélios vers 1 450 m.....	Gneiss à biotite et graphite, série de Varélios.	11
100,66		J. PATUREAU.. Paris.	Sud Mont Garnet.....	Gneiss œillé à biotite et sillimanite, série de Ra- buons (Embréchite).	12
100,78		J. PATUREAU.. Paris.	Route de Roya (969,8/222,3)	Diorite-Migmatite d'Iglière.	13
100,78		J. PATUREAU.. Paris.	Nord-Ouest Cime d'Anelle.....	Migmatite plagioclasique d'Anelle.	14
99,86		J. JAKOB..... Zürich.	250 m Nord-Est Colle Mercera	Granite de l'Argentera.	15
100,07		J. JAKOB..... Zürich.	Nord-Est Colle Mercera vers 2 350 m	Granite de l'Argen era.	16
99,57	0,06	J. PATUREAU.. Paris.	Rocher de Valabres, entrée amont du tunel.....	Migmatite plagioclasique de Valabres.	18

Page	N°	SiO ₃ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂ <i>ti</i>	P ₂ O ₅ <i>p</i>	H ₂ O +	H ₂ O	CO ₂	Autres éléments
45.....	19	75,95 477	10,68 40	0,05	3,36 33	0,05	1,83 0,52	2,45 16	0,50 11	2,05 0,76	0,80 0,4	0,11 0,3	1,30	0,02	Traces	S = 0,20
120.....	21	77,45 548	12,60 53	Traces	0,75 6	0,02	0,11 0,2	0,72 5	2,31 36	4,62 0,58	0,25 1,3	0,20 0,66	0,35	0,35	Traces	
98.....	22	66,50 269	15,30 37	0,95	4,10 31	0,10	2,42 0,4	3,02 13	2,95 19	3,00 0,40	0,55	0,09	0,55	0,35	Traces	
118.....	25	63,65 226	16,35 34	Traces	5,05 32	0,06	3,20 0,5	3,10 12	4,00 22	3,50 0,36	0,45 0,2	0,15	0,80	0,15	Traces	
58.....	26	67,55 292	12,90 33	3,40	3,10 34	0,07	1,55 0,3	2,10 9	4,50 24	1,90 0,21	0,45 1,4	0,12 0,2	1,80	0,18	Traces	
85.....	27	62,50 240	18,50 41	Traces	5,00 29	0,14	2,30	2,35 10	3,20 20	3,40 0,41	0,55	0,22	3,00	0,15	Traces	
120.....	28	74,70 418	13,20 44	Traces	0,95 13	0,01	1,10 0,7	1,25 8	3,50 35	4,60 0,47	0,20 0,7	0,06 0,15	0,70	0,19	Traces	
90.....	29	39,00 85	19,05 25	3,80	14,95 60	0,09	8,20 0,44	1,18 3	0,10 12	8,70 0,98	2,20 3,4	0,63 1,1	1,30	0,17	Traces	
89.....	30	63,00 233	16,86 37	0,60	5,10 33	0,04	2,88 0,47	3,14 12	3,00 18	3,10 0,4	0,50 1,3	0,29 0,4	1,15	0,07	Traces	
89.....	31	70,70 357	15,90 47	0,30	1,80 17	0,02	1,10 0,49	3,30 18	2,70 18	1,55 0,28	0,50 1,8	0,01 0,3	1,40	0,17	Traces	
90.....	32	55,30 163	16,30 28	1,25	8,60 46	0,06	5,10 0,48	3,50 11	2,50 15	3,90 0,50	1,20 2,6	Traces	2,00	0,18	Traces	
127.....	35	75,32 475	14,80 55	Traces	0,40 3	0,03	0,10	0,72 5	3,50 37	4,00 0,43	0,15	0,23	0,15	0,12	Présence	
98.....	36	49,50 94	5,85 7	0,80	6,80 59	0,45	16,50 0,79	15,60 32	1,00 2	0,50 0,24	0,30	0,09	0,55	0,25	Présence	
123.....	37	75,95 474	12,64 46	1,07	0,63 12	0,20	0,30	1,23 8	2,75 34	4,40 0,51	0,35	0,09	0,20	0,10		
118.....	38	66,77 294	14,98 39	1,72	2,71 25	0,05	1,83 0,5	1,77 8	3,93 28	3,97 0,4	0,71 2,4	0,24 0,9	1,46	0,06	0,00	
120.....	39	60,10 205	17,44 35	2,27	4,28 33	0,05	2,67 0,42	2,47 9	5,02 23	3,15 0,3	1,34 3,4	0,17 0,24	1,15	0,07	0,00	
96.....	40	71,73 377	15,36 48	0,99	0,59 9	0,02	0,25 0,2	0,91 5	3,78 38	5,77 0,5	0,08 0,3	0,23 0,5	0,53	0,00	0,00	C = 0,04

Σ c/fin	Perte	Analyste	Localité	Observations	N°
99,55	0,05	J. PATUREAU.. Paris.	Ravin de Belangier, vers 1 200 m.....	Gneiss à biotite riche en quartz, série de Varélios.	19
99,73		J. PATUREAU.. Paris.	Est Col de la Lombarde (985,2/222,7).....	Anatexite hololeucocrate de Comba Grossa.	21
99,88 0,42		J. PATUREAU.. Paris.	Chemin muletier Sud Lac Nero de la Valmasque...	Granite d'anatéxie, à enclave, de la Valmasque.	22
100,43		J. PATUREAU.. Paris.	Est col de la Lombarde.....	Migmatite des Adus dans les Anatexites du Malinvern.	25
99,62		J. PATUREAU.. Paris.	Pied Sud Mont Palastro. Vallée de Chastillon.....	Migmatite d'Anelle à 20 m de la diorite-migmatite d'Iglière.	26
100,81		J. PATUREAU.. Paris.	Pied Sud Mont Palastro. Vallée de Chastillon.....	Migmatite d'Anelle à 20 m de la diorite-migmatite d'Iglière.	27
100,46		J. PATUREAU.. Paris.	Chemin militaire, revers Testa Comba Grossa.....	Anatexite de Comba Grossa.	28
99,37	1,80	J. PATUREAU.. Paris.	Sud-Ouest Testa della Rovina.....	Biotitite.	29
99,73	1,56	J. PATUREAU.. Paris.	La Cougourde.....	Anatexite de Fenestre.	30
99,45	1,60	J. PATUREAU.. Paris.	La Cougourde.....	Anatexite de Fenestre-lit leucocrate.	31
99,89	2,25	J. PATUREAU.. Paris.	Est Testa della Rovina.....	Anatexite de Fenestre.	32
99,52	0,67	J. PATUREAU.. Paris.	Chemin militaire, revers Est Cima di Tavel.....	Aplite recoupant le granite de l'Argentera.	35
98,19	3,80	J. PATUREAU.. Paris.	Lac Verde de la Valmasque, Sud barrage principal.	Enclave (Actinotite) dans le granite de la Valmasque	36
99,91	0,80	J. PATUREAU.. Paris.	Arête Sud-Est Point de Giegn, vers 2 740 m.....	Granite de l'Argentera, faciès à grain fin et à grenat.	37
100,20		J. JAKOB..... Zürich.	Bordure Sud-Ouest Colle Mercera.....	Migmatite de Malinvern : gneiss de Chastillon migmatisé.	38
100,18		J. JAKOB..... Zürich.	Ouest Passo del Lupo.....	Anatexite de Malinvern.....	39
100,28		J. JAKOB..... Zürich.	Éperon Sud Testa della Rovina (998,3/215,5).....	Granite à grain fin, recoupant les anatexites de Fenestre.	40

Page	N°	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂ <i>ti</i>	P ₂ O ₅ <i>p</i>	H ₂ O +	H ₂ O -	CO ₂	Autres éléments
128.....	41	46,60 112	14,33 20	3,66	9,02 52	0,22	7,22 0,5	6,03 15	3,95 13	2,35 0,28	3,29 6	0,30 0,3	2,99	0,09	0,00	
118.....	42	67,20 282	13,52 33	1,33	3,48 30	0,07	2,06 0,42	3,56 16	3,06 21	3,08 0,4	0,76 2,4	0,12 0,4	1,75	0,03	0,00	
12	43	47,30 112	13,56 19	4,06	7,50 47	0,14	6,88 0,51	8,93 23	4,47 11	0,79 0,1	2,49 4,4	0,34 0,3	2,96	0,07	0,68	
128.....	44	41,80 86	16,10 20	5,50	9,90 52	0,18	8,55 0,49	9,30 20	2,50 8	2,00 0,34	2,00 3,2	0,71 1,3	2,00	0,13	Traces	
126.....	45	75,15 402	14,40 45	0,90	0,65 19	0,05	0,15 0,61	1,20 7	3,00 29	3,90 0,46	0,05 0,2	Traces	0,40	0,08	Traces	
96.....	46	72,20 374	17,20 53	Traces	0,65 8	0,07	0,70 0,63	2,05 11	3,30 28	3,40 0,40	0,15 0,6	0,30 0,6	0,30	0,40	Présence	
96.....	47	75,85 468	14,60 53	Traces	0,20 4	0,06	0,30 0,64	1,55 10	3,00 33	3,80 0,45	0,25 1,1	0,29 0,7	0,45	0,20	Traces	
96.....	48	76,05 491	13,24 50	0,80	0,78 15	0,03	0,70 0,43	0,83 6	2,50 29	3,10 0,45	0,20 0,8	0,23 0,6	0,85	0,10	Traces	
92.....	49	73,75 406	14,70 48	Traces	0,75 7	0,05	0,40	2,10 12	3,30 33	4,55 0,47	0,25 1	0,24 0,5	0,40	0,25	Traces	
95.....	50	75,20 441	14,60 50	0,65	0,65 9	0,03	0,25 0,25	1,40 9	3,30 32	3,60 0,42	0,15 0,7	0,35 0,9	0,40	0,20	Traces	
6.....	51	70,80 339	16,50 47	0,65	1,45 21	0,06	1,65 0,58	2,25 11	2,50 21	3,15 0,47	0,25 0,9	0,19 0,4	1,10	0,10	Traces	
9.....	52	45,75 84	11,38 12	3,16	9,14 66	0,19	17,05 0,7	9,83 19	0,67 3	1,15 0,5	0,20	0,38	3,83	0,00	Traces	
128.....	53	49,30 114	13,35 18	6,20	7,87 51	0,14	7,05 0,48	8,32 21	3,57 10	1,67 0,23	0,33	0,67	2,82	0,12		
121.....	54	74,21 419	12,77 43	0,98	1,49 19	0,04	0,90	1,16 7	2,61 31	4,79 0,54	0,30	0,41	1,45	0,05		
104.....	55	69,26 326	13,40 37	0,80	2,25 24	0,10	1,57	3,30 17	2,87 22	3,10 0,43	0,50	0,40	1,70	0,18	Traces	
104.....	56	47,85 115	14,60 21	3,45	8,70 47	0,23	6,50 0,5	8,80 23	3,55 9	0,65 0,1	2,15	0,39	2,35	0,14	Traces	
91.....	57	65,43 268	16,14 39	0,48	4,31 28	0,08	1,81 0,4	2,53 11	3,40 22	3,30 0,39	0,70	0,31	0,55	0,12	Traces	

Σ c/f/m	Perte	Analyste	Localité	Observations	N
100,11		J. JAKOB..... Zürich.	Lac du Mercantour, rive Est.....	Spessartite.	41
100,02		J. JAKOB..... Zürich.	Crête 2 720-2 677, Haut Vallon de Chastillon.....	Anatexite de Malinvern.	42
100,17		J. JAKOB..... Zürich.	Sud-Ouest Caire de l'Agnel (989,9/216,8).....	Spessartite.	43
100,67		J. PATUREAU.. Paris.	Est Lac du Mercantour.....	Spessartite.	44
99,93	0,60	J. PATUREAU.. Paris.	Nord-Nord-Ouest Lac du Mercantour, Pied Sud Cime de Cirriegia.	Granite à grain fin, recoupant les anatexites de Malinvern.	45
100,72		J. PATUREAU.. Paris.	Est Mont Pelago (998,9/215,05).	Granite à grain fin, recoupant les anatexites de Fenestre.	46
100,55		J. PATUREAU.. Paris.	Chemin du Pas des Ladres au Col de Fenestre (1 001,6/210,8).	Granite à grain fin, recoupant les anatexites de Fenestre.	47
99,41		J. PATUREAU.. Paris.	Ouest-Sud-Ouest Lac Balaure, Haute Madone de Fenestre.	Granite à grain fin, recoupant les anatexites de Fenestre.	48
100,74		J. PATUREAU.. Paris.	Vallon de Baccias, vers 2 610 m, Haute Madone de Fenestre.	Anatexites de Fenestre-lit leucocrate.	49
100,78		J. PATUREAU.. Paris.	Sud Saint Robert, Vallon du Lac Balaure, Lac vers 2 500 m.	Granite à grain fin, recoupant les Anatexites de Fenestre,	50
100,65		J. PATUREAU.. Paris.	Col du Mercantour	Granite à grain fin, recoupant les anatexites de Fenestre.	51
102,73		B. R. G. G... Paris.	Rive Ouest Lac de l'Agnel.....	Enclave (Hornblendite) dans le granite de la Val- masque.	52
101,41		B. R. G. G... Paris.	Est Saint Martin Vésubie.....	Spessartite.	53
101,61		B. R. G. G... Paris.	Sud Sommet du Mont Pelago, vers 2 500 m.....	Anatexite de Comba Grossa.	54
99,43	2,14	J. PATUREAU.. Paris.	Haut Vallon du Chamineias, vers 2 650 m.....	Anatexite de Fenestre.	55
99,36		J. PATUREAU.. Paris.	Ouest Cime de Montolivo, vers 2 700 m.....	Enclave (Amphibolite) dans les anatexites de Fenestre.	56
99,22	1,60	J. PATUREAU.. Paris.	Cime Nord de Montolivo, Vallon du Chamincias. ...	Anatexite de Fenestre.	57

Page	N°	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂ <i>ti</i>	P ₂ O ₅ <i>p</i>	H ₂ O +	H ₂ O -	CO ₂	Autres éléments
125.....	58	73,90 418	13,24 44	1,78	0,98 16	0,02	0,50	1,65 10	2,95 30	3,75 0,46	0,50	0,23	0,50	0,05	Traces	
103.....	59	50,10 95	4,30 5	0,80	4,30 55	0,11	16,60 0,81	18,65 38	0,30 2	1,20 0,72	0,40	0,32	0,15	0,14	Traces	
102.....	60	54,10 110	6,00 7	1,45	5,00 68	0,29	18,80 0,84	9,40 21	0,60 4	2,35 0,74	0,25	Traces	0,65	0,23	Traces	
102.....	61	64,85 217	11,65 23	1,00	1,90 47	0,10	7,80 0,83	3,30 12	0,50 18	7,60 0,91	0,25	0,07	0,90	0,13	Traces	
102.....	62	68,00 276	16,50 39	0,00	1,25 27	0,07	3,70 0,84	2,50 11	3,10 23	4,20 0,47	0,25	0,11	1,00	0,18	Traces	
103... ..	63	49,00 97	2,40 3	6,85	10,60 58	0,45	10,30 0,52	17,40 37	0,50 2	0,85 0,53	0,40	0,12	0,65	0,25	Présence	
103.....	64	63,56 247	17,00 39	1,33	2,85 24	0,11	1,90 0,44	3,50 14	3,25 23	4,20 0,46	0,30	0,58	0,50	0,44	Présence	
103.....	65	69,50 301	12,70 32	1,35	2,75 29	0,13	2,25 0,5	2,55 12	3,50 27	4,50 0,46	0,30	0,14	0,70	0,18	Présence	
104.....	66	66,90 292	15,00 39	1,65	2,85 29	0,08	2,10 0,46	2,35 11	2,60 21	3,60 0,47	0,80	0,45	1,55	0,12	Présence	
102.....	67	64,90 168	4,40 7	1,80	2,70 73	0,17	16,60 0,87	6,80 19	0,20 1	0,35 0,53	0,20	0,05	1,90	0,25	Présence	
96.....	68	41,30 82	18,95 22	3,10	9,95 51	0,35	9,80 0,57	10,15 22	0,90 5	3,00 0,7	0,85	0,24	0,30	0,50	Présence	
99... ..	69	51,30 117	6,00 8	2,25	3,80 51	0,10	11,85 0,8	16,25 40	0,20 1	0,30 0,5	0,45	0,04	1,15	0,23	7	
101.....	70	23,00	3,90	15,00	2,30	0,15	14,90	11,70	0,05	0,20	0,15	0,01	1,70	0,10	8,50	Cr ₂ O ₃ = 18,80 S = traces
62.....	71	65,40 259	16,37 38	0,75	3,65 32	0,09	3,42	2,06 9	3,05 21	3,55 0,43	0,60	0,15	0,50	0,20	Traces	
58.....	72	56,85 213	21,10 47	2,32	4,70 35	0,14	2,40	1,00 4	1,18 14	4,40 0,71	1,20	0,20	2,75	0,28	Présence	
58.....	73	59,80 233	18,37 42	2,86	3,62 38	0,10	3,05	0,75 3	2,35 17	3,15 0,47	1,30	0,18	2,80	0,40		
58.....	74	76,15 452	15,35 54	0,43	0,65 9	0,06	0,40	1,70 11	3,10 26	1,20 0,18	0,15	0,24	0,40	0,13	Traces	

Σ c/fm	Perte	Analyste	Localité	Observations	N°
100,05	1	J. PATUREAU.. Paris.	Paroi Sud, Sommet 2 936 Nord Malinvern.....	Granite à grain fin, recoupant les anatexites de Malinvern.	58
97,37 0,69	2,20	J. PATUREAU.. Paris.	Col de la Fous.....	Enclave (Pyroxénite) dans le granite de la Valmasque.	59
99,12 0,3	1,32	J. PATUREAU.. Paris.	Col de la Fous.....	Enclave (Actinotite à anorthose) dans le granite de la Valmasque.	60
100,05		J. PATUREAU.. Paris.	Col de la Fous.....	Granite en bordure de l'enclave 60.	61
100,86		J. PATUREAU.. Paris.	Col de la Fous.....	Granite au voisinage de l'enclave 60.	62
99,77 0,64	1,05	J. PATUREAU.. Paris.	Col de la Fous.....	Enclave (Pyroxénite) dans le granite de la Valmasque.	63
99,52	1,12	J. PATUREAU.. Paris.	Col de la Fous.....	Granite en bordure de l'enclave 63.	64
100,55		J. PATUREAU.. Paris.	Col de la Fous.....	Granite au voisinage de l'enclave 63.	65
100,05		J. PATUREAU.. Paris.	Col de la Fous.....	Granite de la Valmasque.	66
100,32		J. PATUREAU.. Paris.	Col de la Fous.....	Enclave (quartz + trémolite) dans le granite de la Valmasque.	67
99,82 0,43	1,23	J. PATUREAU.. Paris.	Col de la Fous.....	Enclave (Hornblendite) dans le granite de la Valmasque.	68
100,92 0,78		J. PATUREAU.. Paris.	Revers Est Col de la Fous.....	Enclave (Actinotite) dans le granite de la Valmasque	69
100,46		J. PATUREAU.. Paris.	Col de la Fous.....	Enclave (calcaire à chromite, magnétite et talc) dans le granite de la Valmasque.	70
99,79		J. PATUREAU.. Paris.	Nord-Ouest Roche Iglère (964,6/220,2).....	Diorite-Migmatite d'Iglère.	71
99,52		J. PATUREAU.. Paris.	Chemin de Rabuons (967,5/227,2).....	Migmatite plagioclasique d'Anelle au contact de la série d'Iglère.	72
99,63		J. PATUREAU.. Paris.	Vallon du Ténibres, vers (967,2/229,4).....	Migmatite plagioclasique d'Anelle.	73
99,96		J. PATUREAU.. Paris.	Bois de la Selasse, Nord cote 1 641 (966,8/228,2)..	Migmatite plagioclasique d'Anelle-lit leucocrate.	74

Page	N°	SiO ₂ <i>si</i>	Al ₂ O ₃ <i>al</i>	Fe ₂ O ₃	FeO <i>fm</i>	MnO	MgO <i>mg</i>	CaO <i>c</i>	Na ₂ O <i>alk</i>	K ₂ O <i>k</i>	TiO ₂ <i>ti</i>	P ₂ O ₅ <i>p</i>	H ₂ O +	H ₂ O -	CO ₂	Autres éléments
58.....	75	66,15 284	16,70 43	1,25	4,05 34	0,14	2,20	1,20 5	2,00 18	3,70 0,55	1,00	0,23	0,90	0,50	Traces	
68.....	76	77,65 535	13,30 54	0,42	0,95 12	0,03	0,50	0,96 7	3,25 27	1,25 0,2	0,25	0,06	0,65	0,22	Traces	
62.....	77	65,55 304	16,30 41	0,20	3,55 26	0,08	2,00	2,35 11	3,40 22	3,10 0,37	1,05	0,20	1,75	0,24	Traces	
58.....	78	73,40 377	15,40 46	0,65	0,20 7	0,04	0,45	3,50 20	4,65 27	0,80 0,1	0,25	0,05	0,50	0,10		
62.....	79	78,00 485	12,90 47	0,90	0,20 8	0,06	0,30	3,05 20	3,30 25	1,20 0,19	0,15	0,02	0,50	0,11		
45.....	82	63,50 198	14,03 33	0,63	5,29 43	0,09	4,08	1,50 6	3,64 18	1,62 0,2	0,93	0,04	3,90	0,10	0,00	C = 0,85
47.....	83	72,92 465	9,97 33	1,00	2,61 35	0,06	1,94	1,00 7	2,78 25	1,94 0,31	0,77	0,24	3,89	0,08	0,00	C = 0,87
63.....	84	46,55 104	14,62 19	1,66	10,24 50	0,23	8,06 0,54	10,53 25	2,26 6	0,71	2,10	0,10	3,08	0,02	0,00	
63.....	85	49,81 114	15,26 20	1,21	6,24 46	0,20	9,36 0,56	11,05 27	2,24 7	1,72	0,62	0,00	2,08	0,04	0,29	
68.....	86	68,76 352	17,33 52	0,30	0,14 2	0,00	0,11	0,40 2	2,29 44	9,96 0,74	0,04	0,21	0,46	0,07	0,00	
50.....	87	51,75 139	15,65 25	1,95	8,90 41	0,14	4,70	8,95 25	2,65 9	1,10 0,2	2,00	0,28	0,55	0,45		
67.....	88	64,95 282	16,10 41	2,67	4,10 31	0,05	1,80	1,54 7	2,20 21	4,20 0,56	0,70	0,29	0,30	0,40		
67.....	89	67,40 318	16,90 47	0,35	3,70 26	0,11	1,65	1,37 7	1,70 20	4,00 0,6	0,65	0,21	0,50	0,25		
87.....	90	42,16 83	12,05 14	7,30	7,95 52	0,18	9,50 0,54	13,90 30	1,53 4	1,10 0,32	2,25	0,42	1,20	0,06	Traces	
94.....	91	49,85 115	14,25 20	1,05	8,70 52	0,23	9,55 0,63	9,40 23	0,82 5	2,35 0,66	0,65	0,09	2,00	0,08	Traces	
83.....	95	54,18 168	20,40 37	2,15	6,75 41	0,12	3,90	2,65 9	1,95 13	3,80 0,56	0,85	0,11	3,00	0,20		

Σ c/fm	Perte	Analyste	Localité	Observations	N°
100,02		J. PATUREAU.. Paris.	Cote de Dumièrre (968,4/229).....	Gneiss à deux micas, dans les migmatites d'Anelle.	75
99,49		J. PATUREAU.. Paris.	Route de Rabuons (969,85/229,7).....	Gneiss œillé de Rabuons-glandule leucocrate.	76
99,77		J. PATUREAU.. Paris.	Roche Iglère, 20 m entrée aval canal d'irrigation..	Diorite-migmatite d'Iglère.	77
99,99		J. PATUREAU.. Paris.	Route aval Isola, vallée de la Tinée km 32,6.....	Migmatite d'Anelle-lit leucocrate.	78
100,69		J. PATUREAU.. Paris.	Pied Sud Mont Palastro, vallée de Chastillon.....	Diorite-migmatite d'Iglère-matériel leucocrate.	79
100,20		J. JAKOB..... Zürich.	Ravin de Varélios, au confluent du vallon de Butiera.	Gneiss à biotite, sillimanite et graphite. — Série de Varélios.	82
100,07		J. JAKOB..... Zürich.	Chemin du ravin de l'Infernet à la crête de la Gorme.	Gneiss à biotite et graphite, riche en quartz. — Série de Varélios.	83
100,16		J. JAKOB..... Zürich.	Route de Roya (969,8/222,2).....	Amphibolite associée à la diorite-migmatite d'Iglère.	84
100,12 0,58		J. JAKOB..... Zürich.	Cime d'Anelle vers 1799.....	Amphibolite associée à la diorite-migmatite d'Iglère.	85
100,07 0,61		J. JAKOB..... Zürich.	Grand Cimon de Rabuons, cote 2 684.....	Yeux du Gneiss de Rabuons.	86
99,07		J. PATUREAU.. Paris.	Nord vallon de Fougieret, Nord cote 1 251..... (970,85/223)	Amphibolite, série de Fougieret.	87
99,30		J. PATUREAU.. Paris.	Rabuons, Nord cote 2 562.....	Gneiss œillé à biotite et sillimanite de Rabuons.	88
98,78	1,62	J. PATUREAU.. Paris.	Route du lac de Rabuons au vallon du lac Marie (966,9/230,2).	Gneiss œillé de Rabuons.	89
99,60		J. PATUREAU.. Paris.	Sud Malédia (1 005,1/214,3).....	Amphibolite (ortho) en lentille dans les anatexites de Fenestre.	90
99,02		J. PATUREAU.. Paris.	Rive droite vallon de Baccias, vers 2 350 m.....	Amphibolite en lentille dans les anatexites de Fenestre.	91
100,6		J. PATUREAU.. Paris.	Ouest col de la Lombarde (982,7/223,2).....	Gneiss de Chastillon.	95

[illegible]

BIBLIOGRAPHIE

- A. Acc. Sc. T.... Atti Reale Accademia delle Scienze di Torino.
 B. C. G. F..... Bulletin de la Carte géologique de France.
 B. C. G. I..... Bollettino del Real Comitato geologico d'Italia (Real Ufficio geologico d'Italia = Servizio geologico d'Italia).
 B. S. G. F..... Bulletin de la Société géologique de France.
 B. S. G. I..... Bollettino della Società geologica Italiana.
 B. S. M. F..... Bulletin de la Société minéralogique de France.
 CR. Ac. Sc..... Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris.
 C. R. S. G. F.... Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France.
 E. G. H..... Eclogæ Geologicæ Helvetiæ.
 M. Acc. Sc. T... Memorie della Reale Accademia delle Scienze di Torino.
 M. Acc. L..... Memorie della Reale Accademia Nationali di Lincei.
 M. C. G. F..... Mémoires de la Carte géologique de France.
 M. S. C. F..... Mémoires de la Société géologique de France.
 M. S. G. I..... Memorie della Società geologica Italiana.
 R. C. Acc. L.... Rendiconti della Reale Accademia nazionali dei Lincei.
 U. S. G. S..... US Geological Survey.
-

OUVRAGES GÉNÉRAUX

1. BARTH (T.F.W.). — Theoretical Petrology. New-York, 1952.
2. CHOUBERT (B.). — Géochimie des magmas et permanences statistiques. *M.S.G.F.* (N.S.), n° 54, 1947.
3. CLARKE (F.W.). — Analyses of rocks and minerals. *U.S.G.S., Bull.* 419, 1910.
4. CLARKE (F.W.). — Analyses of rocks and minerals. *U.S.G.S., Bull.* 591, 1915.
5. CORRENS (Carl W.). — Einführung in die Mineralogie (Kristallographie und Petrologie), Berlin, 1949.
6. GIGNOUX (M.). — Géologie stratigraphique. Paris, 1950.
7. GRUBENMANN (Ll.) und NIGGLI (P.). — Die Gesteinsmetamorphose. Berlin, 1924.
8. HARKER (A.). — Metamorphism. A study of the transformations of rock-masses. London, 1950.
9. HAUG (E.). — Traité de Géologie. Paris, 1907.
10. HEIM (A.). — Geologisch der Schweiz. Band II. Leipzig, 1921.
- 10 bis. HEIM (Arn.). — Problemas de erosión submarina y sedimentación pelágica del presente y del pasado. *Revista del Museo de la Plata. Sección geol.* T. IV, 1946, p. 125-178.
11. LACROIX (A.). — Classification des roches éruptives. *Extraits de : Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. Bull. Serv. Géol. Indochine*, vol. XX, fasc. 3, 1933.
12. DE LAPPARENT (A.). — Traité de Géologie, 5^e édition, 1906.
14. NIGGLI (P.), de QUERVAIN (F.), WINTERHALTER (R.U.). — Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie*, XIV Lieferung, 1930.
14. OSANN (A.). — Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart, 1923.
15. PETTIJOHN (F.J.). — Sedimentary Rocks. New-York, 1948.
16. PRUVÔST (P.). — Cours de Stratigraphie : Carbonifère et Permien. *Fédération des étudiants de Paris, Centre universitaire*. Paris, 1951-1952.
17. RAGUIN (E.). — Géologie du granite. Paris, 1946.
18. RAGUIN (E.). — Géologie des gîtes minéraux. Paris, 1949.
19. RINNE (F.). — La Science des Roches. Trad. L. Bertrand. Paris, 1950.
20. ROVERETO (G.). — Liguria Geologica. *M.S.G.I.*, v. II, 1 39.
21. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (M.). — Las Clasificaciones modernas de las rocas eruptivas. II. La composición química y las clasificaciones de las rocas eruptivas. *Consejo superior de investigaciones científicas*. Madrid, 1942.
22. TWENHOFEL (W.H.). — Principles of sedimentation. Second Edition. New-York, 1950.
23. TURNER (F.J.). VERHOOGEN (J.). — Igneous and metamorphic Petrology. New-York, 1951.

BIBLIOGRAPHIE RÉGIONALE

24. ALLIX (A.). — Le Cycle aride et l'ennoyage désertique dans les plateaux de l'Est africain. *La Géographie*, 1913, II, p. 185.
25. B. . . . — Notes géologiques sur les hautes vallées de la Tinée et du Var. 7^e *Bull. Sect. Alpes Marit. C.A.F.*, 1886.
26. BALDACCIO (L.) et FRANCHI (S.). — Studio geologico della Galleria del Colle di Tenda (Line Cuneo-Ventimiglia). *B.C.G.I.*, v. XXXI, n. 1, 1900, p. 33-87.
27. BARBIER (R.). — Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *M.C.G.F.*, Paris, 1948.
28. BARON. — Sur le Crétacé inférieur et moyen des Alpes-Maritimes. *B.S.G.F.* (3), t. XV, 1886.
29. BELLAI (P.). — Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. I. Le Haut Massif. *M.C.G.F.*, Paris, 1948.
30. BELLIERE (J.). — Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont-Blanc. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 72, 1949, p. 195-202.
31. BERTRAND (L.). — Nord du département des Alpes-Maritimes. *B.C.G.F.*, t. VI, n° 38, 1893, p. 103-105.
32. BERTRAND (L.). — Sur la constitution géologique de la partie septentrionale des Alpes-Maritimes. *C.R.S.G.F.*, 1893, p. XV-XVIII.
33. BERTRAND (L.). — Sur la tectonique de la partie nord-ouest du département des Alpes-Maritimes. *C.R.Ac. Sc.*, t. 121, 1895, p. 137-141.
34. BERTRAND (L.). — Nord des Alpes-Maritimes. *B.C.G.F.*, t. VII, n° 44, 1895, p. 107-111.
35. BERTRAND (L.). — Note sur la tectonique des Alpes-Maritimes et observations sur celle des environs de Castellane. *C.R.S.G.F.*, 1895, p. CLVIII et CLIX.
36. BERTRAND (L.). — Étude géologique du nord des Alpes-Maritimes (Thèse). *B.C.G.F.*, t. IX, n° 56, 1897-1898.
37. BERTRAND (L.). — Feuille 213 (Saint-Martin-Vésubie) au 1/80.000. Paris, 1898.
38. BERTRAND (L.). — Carte géologique de Saint-Martin de Vésubie. Notice explicative. 1898.
39. BERTRAND (L.). — Sur les grandes lignes de la géologie de la partie alpine des Alpes-Maritimes *B.S.G.F.* (4), t. II, 1902, p. 638-656.
40. BERTRAND (L.). — C.R. excursion Société géologique de France des 12-13-14 et 15 septembre. *B.S.G.F.* (4), t. II, 1902, p. 686-704.
41. BERTRAND (L.). — Sur l'extension originelle probable des nappes de charriage alpines dans les Alpes-Maritimes. *B.S.G.F.* (4), t. VIII, 1908, p. 136-143.
42. BERTRAND (L.). — Sur la superposition de la tectonique alpine à une tectonique pyrénéo-provençale dans les Alpes-Maritimes. *C.R. Congrès géol. Inter. Bruxelles*, fasc. 2, 1922, p. 693.
43. BERTRAND (L.). — Histoire géologique du sol français. Paris, 1944-1945.
1^o Les matériaux et les types structuraux du sous-sol;
2^o Le plan architectural et l'édification de nos grandes régions géologiques.
44. BERTRAND (M.). — Feuille géologique de Toulon (248) au 1/80 000, 1887.
45. BERTRAND (M.). — Carte géologique de la France. Panneau de la Provence et des Alpes-Maritimes. Paris, 1889.
46. BERTRAND (M.). — Lignes directrices de la géologie de la France. *C.R. Ac. Sc.*, t. 118, 1894, p. 258-262, et *Revue générale des Sc.*, n° 18, 1894.
47. BERTRAND (M.). — Études sur les Alpes françaises (structure en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphiques). *B.S.G.F.* (3), t. XXII, 1894, p. 69-118.
48. BLANCHARD (R.). — Les Alpes occidentales. Les grandes Alpes françaises du sud : t. 5, 1^{er} fasc. Grenoble, 1949. 2^e fasc. Grenoble, 1950.
49. BORDET (P.). — Observations sur le Permien des environs de Roquebrune-sur-Argens (Var). *C.R.S.G.F.*, 1943, p. 63.
50. BORDET (P.). — Le Carbonifère et le Permien dans la dépression du Reyran (Estérel). *C.R. Ac. Sc.*, t. 218, 1944, p. 415.
51. BORDET (P.). — Les plis du Trias dans la couverture N. du dôme de Barrot. *B.C.G.F.*, t. XLV, n° 216, 1944, p. 237-246.
52. BORDET (P.). — Les dislocations de la série permo-triasique aux environs de Roubion (A.-M.). *C.R. Ac. Sc.*, t. 224, 1947, p. 486-487.
- 52 bis. BORDET (P.). — Sur les phases tectoniques de l'Estérel. *C.R. Ac. Sc.* t. 225, 1947, p. 1345.
53. BORDET (P.). — Rapport entre le massif cristallin des Maures et celui du Tanneron (Var). *C.R.S.G.F.*, 1948, p. 106.
54. BORDET (P.). — Le dôme permien du Barrot (A.-M.) et son auréole de terrains secondaires. *B.C.G.F.*, t. XLIII, n° 228, 1950, p. 1-39.
55. BORDET (P.). — Étude géologique et pétrographique de l'Estérel. *M.C.G.F.*, 1951.
56. BOUSSAC (J.). — Le terrain nummulitique des Alpes méridionales. *B.C.G.F.* (4), t. VI, 1906, p. 261.
57. BOUSSAC (J.). — Le Nummulitique de la zone du Flysch à l'est et au sud-est du Mercantour. *C.R. Ac. Sc.*, t. 150, 1910, p. 57-59.
58. BOUSSAC (J.). — Les grands phénomènes de recouvrement dans les Alpes maritimes italiennes et la fenêtre de Castelvechio. *C.R.Ac.Sc.*, t. 151, 1910, p. 1163-1165.
59. BOUSSAC (J.). — Présence d'organismes marins dans les grès d'Annot des environs de Colomars. *C.R.S.G.F.*, 1911, p. 88.
60. BOUSSAC (J.). — Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin. *M.C.G.F.*, 1911.
61. BOUSSAC (J.). — Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *M.C.G.F.*, 1911.

62. BOUSSAC (J.). — Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz. *Ann. Hébert.*, t. V, 1911.
63. BRAJNIKOV (B.). — Sur la distribution de l'oxygène dans la lithosphère. *B.S.G.F.* (5), t. XV, 1945, p. 329-336.
64. BRAJNIKOV (B.). — Les rapports numériques et volumétriques de l'oxygène dans les minéraux et les roches. *Bull. Instituto de Tecnologia Industrial*, n° 8, Geraiss, 1949.
65. BUCKLAND (W.). — Observations on the secondary formations between Nice and the Col di Tenda. *Transact. Geol. Soc. London*, s. 2, vol. VIII, 1829, p. 187.
66. CAMERE. — Note sur la Carte géologique d'une portion du département des Alpes-Maritimes. *B.S.G.F.* (3), t. V, 1877, p. 803.
67. CAMOLETTO (C.F.). — Le variazioni periodiche dei ghiacciai delle Alpi Marittime 1893-1930. *Boll. Com. Glaciologico italiano*, n° 11, 1931, p. 189.
68. CAZIOT (E.) et MAURY (E.). — Un gisement post-pliocène terrestre dans la vallée de la Tinée. *B.S.G.F.* (4), t. VII, 1907, p. 158-161.
69. CELESIA (E.). — Il Laghi delle Meraviglie in « Val d'Inferno ». *Giornale di Letture e Conversazioni scientifiche di Genova*, 1885.
70. CELESIA (E.). — Escursion Alpine I. Il Laghi delle Meraviglie. II. Fontanalba. *Bol. Uff. del Min. Pubbl. Istr. XII, Roma*, 1886.
71. CHAMBRUN DE ROSEMONT (A. de). — Études géologiques sur le Var et le Rhône. Nice, 1873.
72. COLLEGNO (G. di). — Esquisse d'une Carte géol. de l'Italie. 2^e éd. Paris, 1844.
73. COLOMBA (L.). — Cenni preliminari sui minerali del Lausetto (Valli del Gesso). *B.S.G.I.*, t. XXXII, 1904.
74. COMTE (P.). — Sur la géologie du Bassin de la Haute-Tinée. Diplôme d'Études sup. Paris, 1930.
75. CORSIN (P.), FAURE-MURET (A.). — Découverte d'une florule stéphanienne au Cirque de Férisson près de Saint-Martin-Vésubie (A.-M.). *C.R.S.G.F.*, 1946, p. 256-247.
76. CORSIN (P.), FAURE-MURET (A.). — Nouvelle flore du Stéphanien à l'est de Saint-Martin-Vésubie (A.-M.). *C.R.S.G.F.*, 1951, p. 57-58.
77. DEB (S.). — Étude sur les conditions de dépôt de la série des grès d'Annot dans les Alpes-Maritimes. *C.R.S.G.F.*, 1936, p. 25.
78. DEB (S.). — Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique des roches tertiaires des Alpes-Maritimes. *M.S.G.F.*, n° 36, 1935.
79. DEICHA (G.). — Feldspathisation alpine en bordure sud-ouest du massif du Mont-Blanc. *C.R.S.G.F.*, 1948, p. 327-328.
80. DEICHA (G.). — Séricitisation dans le sédimentaire du synclinal complexe de Chamonix. *C.R.S.G.F.*, 1949, p. 247-249.
81. DEICHA (G.). — Sur les modalités du métamorphisme alpin au cœur du massif du Mont-Blanc. *C.R.S.G.F.*, 1949, p. 88-90.
82. DELEBECQUE. — Les lacs français. Paris, 1898.
83. DELEBECQUE. — Sur les lacs du Cirque de Rabuons. *C.R. Ac. Sc.*, t. 142, 1906.
84. DELLE PIANE (G.). — Guida per escursioni nell'Appennino ligure e sue adiacenze. Genova, 1892.
85. DELLE PIANE (G.). — Guida per escursioni nelle Alpi ed Appennini Liguri (con note di Geologia, Mineralogia et Litologia di A. Issel, G. Rovereto ecc.). *Sezione Ligure del C.A.I.* Genova, 1906.
86. DEMAY (A.). — La zone mylonitique de Grimaud et la tectonique du massif des Maures. *B.S.G.F.*, (4), t. XXVIII, 1927, p. 279.
87. DEMAY (A.). — Sur le métamorphisme régressif ou diaphorèse dans le massif central. *C.R.S.G.F.*, 1937, p. 117.
88. DESOR (E.). — Geology of the Alps. A guide to the western Alps, London, 1863.
89. DESOR (E.). — Der Gebirgsbau der Alpen. Wiesbaden, 1865.
90. DESOR (M. E.). — Sur la disposition des massifs cristallins des Alpes ou zones d'affleurement. *B.S.G.F.* (2), t. XXII, 1865, p. 354.
91. DESOR (E.). — Les anciens glaciers des Alpes-Maritimes. *Bull. Soc. Sc. Nat. Neuchatel*, XI, 1876-1879, p. 519.
92. DEVERIN (L.). — Minéraux authigènes dans les roches sédimentaires. *Bull. Suisse Min. Petr.*, 5, 1925, p. 433.
93. DIENER (C.). — Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien, 1891.
94. DI STEFANO (G.). — Nota preliminare sui fossili titonici dei dintorni di Triora, nelle Alpi Marittime. *B.C.G.I.*, vol. XXII, 1891, p. 239-243.
95. DOUVILLE (H.). — Sur la présence d'Hippurites au col de l'Argentière. *B.S.G.F.* (3), t. XXIV, 1896, p. 44.
96. DURAND-DELGA (M.). — Observations sur la série sédimentaire de la région de Saint-Étienne-de-Tinée. (Feuille de Saint-Étienne-de-Tinée au 1/50 000.) *B.C.G.F.*, n° 225, t. XLVII, 1948, p. 227-229.
97. FALLOT (J. E.). — Étude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le sud-est de la France. (Thèse), Paris, 1885.
98. FALLOT (P.). — Feuilles de Puget-Théniers et Saint-Étienne-de-Tinée au 1/50 000. *B.C.G.F.*, n° 212, t. XLIV, 1943, p. 235-240.
99. FALLOT (P.). — Feuilles de Puget-Théniers et de Saint-Étienne-de-Tinée au 1/50 000. *B.C.G.F.*, n° 216, t. XLV, 1944, p. 225.
100. FALLOT (P.). — Les chevauchements intercutanés de Roya (Alpes-Maritimes). *Annales Hébert et Haug*, t. VII. *Livre jubilaire Ch. Jacob*, 1949, p. 161-169.
101. FALLOT (P.). — Du rôle des décollements en tectonique. *Scientia*, 6^e série, 47^e année, Como, juin 1953.
102. FALLOT (P.), FAURE-MURET (A.). — Le Crétacé entre le mont Mounier et la cime de Pal (Alpes-Maritimes). *C.R. Ac. Sc.*, t. 223, 1946, p. 954-956.
103. FALLOT (P.), FAURE-MURET (A.). — Feuille Saint-Étienne-de-Tinée au 1/50 000. Les terrains post-permiens. *B.C.G.F.*, n° 221, t. XLVI, 1947, p. 209-213.
104. FALLOT (P.), FAURE-MURET (A.). — Rapports du Nummulitique avec son substratum dans la région de Saint-Étienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes). *C.R. Ac. Sc.*, t. 224, 1947, p. 55-57.

105. FALLOT (P.), FAURE-MURET (A.). — Sur le Nummulitique de l'ouest de Saint-Étienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes). *C.R. Ac. Sc.*, t. 224, 1947, p. 131-133.
106. FALLOT (P.), FAURE-MURET (A.). — Sur la géologie de l'ouest du Mounier (Alpes-Maritimes). *C.R. Ac. Sc.*, t. 228, 1949, p. 523-525.
107. FALLOT (P.), FAURE-MURET (A.). — Sur un mode particulier de charriage. *C.R. Ac. Sc.*, t. 228, 1949, p. 789-792.
108. FALLOT (P.), FAURE-MURET (A.). — Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine. *C.R. Ac. Sc.*, t. 228, 1949, p. 616-619.
109. FALLOT (P.), FAURE-MURET (A.). — Formations glaciaires et dépôts aberrants des feuilles Saint-Étienne-de-Tinée et Le Boréon (Alpes-Maritimes). *Travaux scientifiques du Club alpin français*, 1950.
110. FALLOT (P.), FAURE-MURET (A.), GÈZE (B.). — Observations géologiques sur la région d'Auron. *B.S.G.F.* (5), t. XVI, 1946, p. 121-132.
111. FALLOT (P.), FAURE-MURET (A.), GÈZE (B.). — La géologie de la région d'Auron (Alpes-Maritimes). *C.R. Ac. Sc.*, t. 222, 1946, p. 191-192.
112. FAURE-MURET (A.). — Observations sur le massif du Mercantour aux abords de Saint-Étienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes). *C.R. Ac. Sc.*, t. 222, 1946, p. 603-605.
113. FAURE-MURET (A.). — Feuille Saint-Étienne-de-Tinée au 1/50 000. Massif du Mercantour, région Nord-Est. *B.C.G.F.*, n° 221, t. XLVI, 1947, p. 203-208.
114. FAURE-MURET (A.). — Feuille de Saint-Martin-Vesubie au 1/50 000. *B.C.G.F.*, n° 225, t. XLVII, 1948, p. 203-204.
115. FAURE-MURET (A.). — Feuilles de Saint-Étienne-de-Tinée et des Trois-Ponts (Le Boréon) au 1/50 000. *B.C.G.F.*, n° 225, t. XLVII, 1948, p. 199-202.
116. FAURE-MURET (A.). — Sur des affleurements de Trias pincés dans les schistes cristallins de la vallée de la Tinée. *C.R. Ac. Sc.*, t. 224, 1947, p. 205-207.
117. FAURE-MURET (A.). — Sur la géologie des vallées de Mollières et de Castiglione (Chastillon). Massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Ac. Sc.*, t. 224, 1947, p. 941-944.
118. FAURE-MURET (A.). — Tectonique alpine et tectonique anté-triasique au nord-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour (Alpes-Maritimes). *C.R. Ac. Sc.*, t. 226, 1948, p. 1025-1027.
119. FAURE-MURET (A.). — Sur les dislocations anciennes du massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Ac. Sc.*, t. 226, 1948, p. 1099-1101.
120. FAURE-MURET (A.), SUTER (G.). — Sur la tectonique du revers italien de l'Argentera-Mercantour (Alpes-Maritimes). *C.R. Ac. Sc.*, t. 228, 1949, p. 406-408.
121. FAURE-MURET (A.). — Les « rock streams » ou « pseudo-moraines » du massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R.S.G.F.*, 1949, p. 118-119.
122. FAURE-MURET (A.). — Sur les phases hercyniennes tardives dans le massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Ac. Sc.*, t. 232, 1951, p. 1361-1363.
- 122 bis. FAURE-MURET (A.). — Le cristallophyllien de la bordure occidentale du massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Ac. Sc.*, t. 234, 1952, p. 641-644.
123. FENNER (C. N.). — A view of magmatic differentiation. *Journ. Geol.*, 1937, p. 159.
124. FODÈRE (F. E.). — Voyage aux Alpes-Maritimes, ou Histoire naturelle du comté de Nice et pays limitrophes. Paris, 1821.
125. FRANCHI (S.). — Il Giurassico ed il Cretaceo nei dintorni di Tenda, Briga marittima e Triora nelle Alpi Marittime. *B.C.G.I.*, vol. XXII, 1891, p. 226-239.
126. FRANCHI (S.). — Nota preliminare sulla formazione gneissica e sulle rocche granitiche del Massicio cristallino ligure. *B.C.G.I.*, vol. XXIV, 1893.
127. FRANCHI (S.). — Contribuzion allo studio del titonico e del Cretaceo nelle Alpi Marittime italiane. *B.C.G.I.*, vol. XXV, 1894, p. 31-83.
128. FRANCHI (S.). — Relazione sui principali risultati del rilevamento geologico nelle Alpi Marittime eseguito nelle campagne 1891-1892-1893. *B.C.G.I.*, vol. XXV, 1894, p. 231-258.
129. FRANCHI (S.). — Sulla presenza della « structure vermiculée » (Michel-Lévy) nello gneiss centrale. *B.S.G.I.*, t. XIII, 1894.
130. FRANCHI (S.). — Relazione sul rilevamento nelle Alpi occidentale per la campagna geologica del 1894 (Pinerolese, Vinadio, Dronero, Prazzo e Boves). *B.C.G.I.*, vol. XXVI, 1895, p. 21.
131. FRANCHI (S.). — Relazione sul rilevamento delle Alpi occidentali per la campagna geologica del 1896 (Val Stura di Cuneo). *B.C.G.I.*, vol. XXVIII, 1897, p. 34.
132. FRANCHI (S.). — Sull'età mesozoica della zona delle Pietre verdi nelle Alpi occidentali. *B.C.G.I.*, vol. XXIX, 1898.
133. FRANCHI (S.). — Sulla geologia di alcuni punti delle Alpi Marittime e Cozie. *B.S.G.I.*, t. XVII, 1898, p. 261-271.
134. FRANCHI (S.). — Relazione sul rilevamento compiuto nelle campagne geologica del 1897 (Frabala, Boves, Mondovì, Villanova, Beinette, Dronero, Prazzo, Argentera, Monte Chambeyron, Sampeyre, Revello, Busca). *B.C.G.I.*, vol. XXIX, 1898, p. 35-38.
135. FRANCHI (S.). — Relazione sul rilevamento compiuto per la campagna geologica del 1899 (Cairo, Montenotte, Varazze, Boves-Frabosa, Soprana-Demonte, Monte Bianco, Valgrisanche, Morgex). *B.C.G.I.*, vol. XXXII, 1901, p. 35-37.
136. FRANCHI (S.). — Ancora sull'età mesozoica della zona delle Pietre verdi nelle Alpi occidentali. *B.C.G.I.*, vol. XXXV, 1904, p. 125-179.
137. FRANCHI (S.). — I. La zona delle Pietre verdi fra l'Ellero e la Bormida; II. Sulla Tettonica della zona del Piemonte. *B.C.G.I.*, vol. XXXVII, 1906, p. 89-117.
138. FRANCHI (S.). — Osservazioni sopra alcuni recenti lavori sulla geologia delle Alpi Marittime. *B.C.G.I.*, vol. XXXVIII, 1907, p. 145.

139. FRANCHI (S.). — Le « arenarie di Annot » e la « zona ad *Helminthoida* » nell'Eocene delle Alpi Marittime e dell'Appennino Genovese. *B.C.G.I.*, vol. XLV, 1915, p. 233-331.
140. FRANCHI (S.). — L'albite colla geminazione del « roc tourné » nelle varie zone di terreni secondari delle Alpi cozie e marittime. *B.S.G.I.*, t. 41, 1922, p. 70.
141. FRANCHI (S.). — Di alcuni quesiti geologici nelle Alpi franco-italiane. *R.R. Acc. L.*, s. 6, vol. II, 1925, p. 383-387.
142. FRANCHI (S.). — Passaggi graduali a forme cristalline, calcescitose e marmoree, del Nummulitico e del Cretaceo fossiliferi nelle Valli del Gesso e della Stura di Cuneo. *R.R. Acc. L.*, s. 6, vol. III, 1926, p. 257-261.
143. FRANCHI (S.). — Le scoperte di foraminifere priaboniane nelle « arenarie di Taveyanaz » confermant l'età eocenica delle « arenarie di Annot » dimostrato nel 1916. *R.R. Acc. L.*, s. 6, vol. III, 1926, p. 60-65.
144. FRANCHI (S.). — Enigmi tettonici nei Monti di Valdieri e lungo le Valli del Gesso, della Stura e della Vermentagna. *R.R. Acc. L.*, s. 6, vol. VI, 1927, p. 370-376.
145. FRANCHI (S.). — Il ziaffioramento lontano e a grande altezza della sinclinale nummulitica capovolta di Valdieri. *R.R. Acc. L.*, s. 6, vol. IX, 1929, p. 35-39.
146. FRANCHI (S.). — Il riaffioramento lontano ed a grande altezza in Valle Stura di Cuneo della sinclinale nummulitica di Valdieri. *B.S.G.I.*, t. XLVII, 1929, p. 63-64.
147. FRANCHI (S.). — Un caratteristico paesaggio della zona ad *Helminthoida labyrinthica*. *B.S.G.I.*, t. XLVIII, 1929, p. XXVIII.
148. FRANCHI (S.). — Un primo lavoro recomosceme l'età eocenica dei « Grès d'Annot » dopo l'esauriente computazione della loro età oligocenica da me data nel 1916. *B.S.G.I.*, t. XLVIII, 1939, p. 65-70.
149. FROMAGET (J.). — Sur la structure des plateaux calcaires du sud-ouest des Alpes-Maritimes. *C.R. Ac. Sc.*, t. 230, 1950, p. 554-555.
150. FROMAGET (J.). — Nouvelles observations sur le Crétacé inférieur du sud-ouest des Alpes-Maritimes. *C.R. Ac. Sc.*, t. 230, 1950, p. 312.
151. FROMAGET (J.). — Observations sur le Crétacé moyen dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes. *C.R. Ac. Sc.*, t. 230, 1950, p. 453-455.
152. GALLET (A.). — Les derniers territoires rattachés à la France. La Haute-Roya. *La Nature*, n° 3 199, novembre 1951.
153. GASTALDI (B.). — Iconografia di alcuni oggetti di remota antichità rinvenuti in Italia. *M.R. Acc. L.*, s. 3, vol. II, 1869.
154. GASTALDI (B.). — Su alcuni fossili paleozoici delle Alpi Marittime e dell'Appennino Ligure, studiati da G. Michelotti. *R. R. Acc. L.*, s. 3, vol. I, 1877.
155. GASTALDI (B.). — Sui rilevamenti geologici fatti nelle Alpi piemontesi durante la campagna geologica del 1877. *M.R. Acc. L.*, s. 3, vol. II, 1878.
156. GEFFROY (J.). — Métallogénie hydrothermale et remaniements ascendants dans la Lozère. Extension possible du processus. *B.S.G.F.*, (6), t. I, 1951, p. 389-412.
157. GENY (Ph.). — General summary of a geological section of the department of the maritime Alps. *Geol. Mag.*, t. VI, 1869, p. 309.
158. GÈZE (B.). — Le Congrès international de Pédologie de Montpellier-Alger (mai 1947). Notes et réflexions. *Annales de l'École Nationale d'Agriculture de Montpellier*, fasc. IV, t. XXVII, 1947.
159. GÈZE (B.). — Paléo-sols et sols dus à l'évolution actuelle. Leur importance relative en pédologie théorique et appliquée. *Annales de l'École Nationale d'Agriculture de Montpellier*, fasc. IV, t. XXVII, 1947.
160. GÈZE (B.). — Méthode d'étude de la zonalité pédogénétique par la paléopédologie. *C.R. Ac. Sc.*, t. 228, 1949, p. 333-334.
161. GIGNOUX (M.). — La tectonique des terrains salifères; son rôle dans les Alpes françaises. *Livre jub. Soc. Géol. Fr.*, t. II, 1930, p. 329.
162. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. *Ann. de Géographie*, n° 244, 1934.
163. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Nouvelles observations sur le Flysch de l'Embrunais, rive droite de la Durance, près de Saint-Clément (Hautes-Alpes). *C.R.S.G.F.*, 1937, p. 208.
164. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Le Permien des zones externes des Alpes françaises. *C.R. Ac. Sc.*, t. 226, 1948, p. 853-856.
165. GIGNOUX (M.), MORET (L.), SCHNEEGANS (D.). — Observations géologiques dans le bassin de la Haute-Durance entre Gap et la frontière italienne. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XVIII, 1936, p. 31-49.
166. GIGNOUX (M.), MORET (L.). — Géologie dauphinoise. 2^e édition. Paris, 1952.
167. GIRARD (R.). — Ferrovia Cuneo-Ventimiglia, Galleria del colle di Tenda-Traversata di una faglia ripiena di materie melmose semiliquide e di grossi massi. *Giornale de Genio Civile*, 1897.
168. GOGUEL (J.). — Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *M.C.G.F.*, 1936.
169. GOGUEL (J.). — Observations sur les faciès du Néocomien dans les Alpes-Maritimes. *C.R.Ac.Sc.*, t. 211, 1940, p. 106-108.
170. GOGUEL (J.). — Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le sud-est de la France. *B.C.G.F.*, n° 215, t. XLIV, 1944, p. 457-518.
171. GOGUEL (J.). — La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes. *B.S.G.F.*, (5), t. 14, 1944, p. 201.
172. GOGUEL (J.). — Volcanisme d'âge tertiaire dans le synclinal de Saint-Antonin (A.-M.). *C.R. Ac. Sc.*, t. 234, 1952, p. 2211.
173. GORET. — Géologie du Bassin de l'Ubaye. *B.S.G.F.*, (3), t. XV, 1887.
174. GROUT (F.). — Clays and shales of Minnesota. *U.S.G.S., Bull.* 678, 1919.
175. GROUT (F.). — Relation of texture and composition of clays. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 36, 1925, p. 393.
176. GROUT (F.). — The Sapanapa granite of Minnesota. Ontario. *Journ. Geol.*, v. XXXVII, 1929, p. 562-591.
177. GROUT (F.). — Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks. *Bull. Geol. Soc. America*, v. 48, 1937, p. 1521-1572.
178. GUBLER-WAHL (Y.). — La nappe de l'Ubaye au sud de la vallée de Barcelonnette. Thèse Paris, 1928.

179. GUBLER-WAHL (Y.). — Schéma structural de la nappe de l'Ubaye dans les bassins du Haut-Verdon et du Bachelard. *B.C.G.F.*, n° 174, t. XXXII, 1929, p. 11-13.
- 179 bis. GUBLER (Y.), FLANDRIN (J.) et SIGAL (J.). — Sur l'âge du « Grès d'Annot » dans sa localité-type. *C.R. Ac. Sc.*, t. 234, 1952, p. 1299-1300.
180. GUILLAUME (L.), RICOUR (J.). — Note préliminaire sur le Trias de Provence. *C.R.S.G.F.*, 1947, p. 38-39.
181. HAUG (E.). — Les chaînes subalpines entre Gap et Digne (Thèse). *B.C.G.F.*, n° 21, t. III, 1891-1892.
182. HAUG (E.), KILIAN (W.). — Notice géologique sur la vallée de Barcelonnette (Notices sur la Haute-Vallée de l'Ubaye). Montpellier, 1897.
183. HAUG (E.). — Les grands charriages de l'Embrunais et de l'Ubaye. *C.R. Congrès Géol. inter.* IX Session. Vienne 1903, p. 493.
184. ISSEL. — *Liguria geologica e preistorica*. Genova, 1893.
185. JOANNE (A.). — Géographie du département des Alpes-Maritimes. Paris, 1879.
186. JUNG (J.). — Sur les enclaves silicatées du cipolin de Saint-Philippe (Vosges d'Alsace). *C.R. Ac. Sc.*, t. 179, 1924, p. 1061.
187. JUNG (J.). — Sur quelques types de roches écrasées des Vosges. *C.R. Ac. Sc.*, t. 180, 1925, p. 839.
188. JUNG (J.). — Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. *Mem. Serv. Carte géol. d'Alsace et Lorraine*, n° 2, 1928.
189. JUNG (J.). — La géologie profonde de la France d'après le nouveau réseau magnétique et les mesures de la pesanteur. *Les Presses Universitaires de France*, 1933.
190. JUNG (J.). — Sur la recristallisation des diorites et diorites quartziques du plateau de Mausore (Puy-de-Dôme) sous l'influence du métamorphisme de contact granitique. *C.R. Ac. Sc.*, t. 200, 1935, p. 2091.
191. JUNG (J.). — Sur l'existence et le rôle des migmatites dans les terrains cristallophylliens des Vosges. *C.R.S.G.F.*, 1936, p. 285.
192. JUNG (J.). — Sur les gneiss à sillimanite de Chaudesaigues (Cantal). *Revue Sc. Nat. d'Auvergne*, vol. 2, fasc. 4, 1936.
193. JUNG (J.). — Sur la présence de Boghead à Pila dans le bassin houiller du Reyran (Var). *C.R.S.G.F.*, 1937, p. 173.
194. JUNG (J.). — Les granites, granodiorites et cornéennes des environs de Royat (Puy-de-Dôme). *Revue des Sc. Nat. d'Auvergne*, vol. III, fasc. 3-4, 1937.
195. JUNG (J.). — Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. *M.C.G.F.*, 1946.
196. JUNG (J.), ERHART (H.). — Structure géologique des Baronnies au nord du mont Ventoux. *Ann. Univ. de Grenoble*, t. VIII, n° 1, 1933.
197. JUNG (J.), ROQUES (M.). — Les zones d'isométamorphisme dans le terrain cristallophyllien du massif central français. *Revue des Sc. Nat. d'Auvergne*, t. 1, fasc. 4, 1936.
198. JUNG (J.), ROQUES (M.) et RICHARD (J.). — Les schistes cristallins du massif central. *B.C.G.F.*, n° 197, t. XXXIX, 1938.
199. JUNG (J.), ROQUES (M.). — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *B.C.G.F.*, t. L, n° 235, 1952, p. 1-62.
200. JUNG (J.), SAINFELD (P.). — Gisement des roches à silicates calciques et calcomagnésiens des monts du Forez. *C.R. Ac. Sc.*, t. 209, 1939, p. 887-888.
201. KEILHACK (K.). — Die Vergletscherung der Alpen. *Prometheus* VI, 1895, p. 441.
202. KILIAN (W.), HAUG (E.). — Esquisse de la structure géologique des environs de Barcelonnette. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. III, 1896.
203. KILIAN (W.). — Les phénomènes de charriage dans les Alpes delphino-provençales. *C.R. Congrès géol. inter.* IX Session, Vienne, 1903, p. 455.
204. KILIAN (W.). — Feuille 201 (Larche) de la carte géologique détaillée de la France à l'échelle de 1/80 000.
205. KILIAN (W.). — Aperçu sommaire de la géologie, de l'orographie et de l'hydrographie des Alpes dauphinoises. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. IX, 1909.
206. KILIAN (W.), REBOUL (P.). — Carte au 1/320 000 Alpes-Maritimes. Quelques observations géologiques dans la région sud-est des Alpes-Maritimes. *B.C.G.F.*, n° 119, t. XVIII, 1907-1908, p. 155-165.
207. KILIAN (W.), REVIL (J.). — Études géologiques dans les Alpes occidentales. *M.C.G.F.*, vol. I, 1904, vol. II, 1903.
208. LACROIX (A.). — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. Les contacts de la Haute-Ariège. *B.C.G.F.*, n° 64, t. X, 1898, p. 241-306.
209. LACROIX (A.). — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. Les contacts de la Haute-Ariège, de l'Aude, des Pyrénées-Orientales et des Hautes-Pyrénées. *B.C.G.F.*, n° 71, t. XI, 1900, p. 50.
210. LANQUINE (A.). — Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales. (Recherches stratigraphiques et paléontologiques). *B.C.G.F.*, n° 173, t. XXXII, 1929.
211. LANQUINE (A.). — Le Jurassique moyen et supérieur des chaînes provençales. (Recherches stratigraphiques et paléontologiques.) *B.C.G.F.*, n° 191, t. XXXVIII, 1935.
212. LAPADU-HARGUES (P.). — Sur l'existence et les modalités de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *B.S.G.F.*, (5), t. XV, 19, p. 255-307.
213. LAPADU-HARGUES (P.). — Contributions aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme. *B.S.G.F.*, (5), t. XIX, 1949, p. 89-109.
214. LAPADU-HARGUES (P.). — Considérations sur l'origine des amphibolites. *C.R. Ac. Sc.*, t. 234, 1952, p. 352.
215. LAPPARENT (A.-F. DE). — Nummulites remaniées. *C.R.S.G.F.*, 1937, p. 47.
216. LAPPARENT (A.-F. DE). — Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. (Thèse). *B.C.G.F.*, t. XL, n° 198, 1938.
217. LAPPARENT (J. DE). — Études comparatives de quelques porphyroïdes français. *B.S.M.F.*, t. XXXII, 1909, p. 174.
218. LAPPARENT (J. DE). — Logique des minéraux du granite. *La Revue Scientifique*, n° 5 et 6, 1941, p. 285-292.
219. LAPWORTH. — *Nature*, XXXII, 1885, p. 558.

- 219 bis. LEMOINE (M.). — Sur des dislocations de la bordure du massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Ac. Sc.*, t. 226, 1948, p. 1027-1028.
- 219 ter. LEMOINE (M.). — Feuille de Saint-Martin-Vésubie au 1/50 000. Observations sur la bordure du massif cristallin de l'Argentera aux environs de Valdeblore (A.-M.). *B.C.G.F.*, n° 226, t. XLVII, 1949, p. 133-134.
220. LUCAS (G.). — Description géologique et pétrographique des monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed (Frontière algéro-marocaine). Thèse Paris, 1942.
221. LUGEON (M.). — Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *Ann. de Géogr.* t. X, 1901, p. 295-317 et 401-428.
222. LUGEON (M.). — Sur l'existence des deux phases de plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. *C.R. Ac. Sc.*, t. 153, 1911, p. 842-843.
223. LUGEON (M.). — Sur quelques conséquences de l'hypothèse d'un dualisme des plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. *C.R. Ac. Sc.*, t. 153, 1911, p. 984-985.
224. LUGEON (M.). — Trois tempêtes orogéniques. La dent de Morcles. *Livre jub. Soc. Géol. Fr.*, t. II, 1930, p. 499-513.
225. LUGEON (M.). — Sur l'âge des grès de Taveyannaz. *E.G.H.*, vol. XVIII, n° 2, 1923, p. 220.
226. LUGEON (M.), JEREMINE (E.). — Sur la présence de bandes calcaires dans la partie suisse du massif des Aiguilles Rouges. *C.R. Ac. Sc.*, t. 156, 1913, p. 1473-1475.
227. LUTAUD (L.). — Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. *Revue de Géogr.* t. XII, 1924.
228. MADER (F.). — Die höchsten Teile der Seenalpen und der Ligurischen Alpen. Leipzig, 1897.
229. MAINGUY (M.). — La transgression nummulitique à l'ouest du Mercantour. *B.S.G.F.*, (5), t. VII, 1937, p. 401.
230. MARTIN (D.). — Glaciers quaternaires des Alpes-Maritimes. *B.C.G.F.*, n° 122, t. XIX, 1908-1909, p. 169.
231. MARTIN (D.). — Terrasses pleistocènes de la vallée du Var. *B.C.G.F.*, n° 126, t. XX, 1909-1910, p. 170.
232. MARTIN (D.). — Les glaciers quaternaires des bassins de la Durance et du Var. *Soc. d'études des Hautes-Alpes*, Gap., 1926.
233. MARTONNE (E. DE). — Observations sur le glacier quaternaire de la Vésubie. *C.R.S.G.F.*, 1923, p. 28.
234. MARTONNE (E. DE). — L'ancien delta du Var et les vallées des Alpes-Maritimes. Étude de morphologie alpine et méditerranéenne. *Annales de Géographie*, XXXII, 1923, p. 313-338.
235. MARTONNE (E. DE). — Quelques données nouvelles sur la jeunesse du relief préglaciaire dans les Alpes. *Recueil de Travaux offert à M. Jovan Cvijic*, Belgrade, 1924, p. 121-140.
236. MAURY (E.). — Note stratigraphique et tectonique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Paillon. *B.S.G.F.* (4), t. VII, 1907, p. 80.
237. MAURY (E.). — Observations nouvelles sur le Pliocène et le Quaternaire des Alpes-Maritimes. *C.R.S.G.F.*, 1916, p. 90-92.
238. MAURY (E.). — Sur le glacier quaternaire de la Vésubie. Observations à la note de M. de Martonne. *C.R.S.G.F.*, 1923, p. 139.
239. MAURY (E.). — Sur le Pliocène et le Quaternaire des Alpes-Maritimes. *C.R.S.G.F.*, 1926, p. LIV.
240. MICHEL-LÉVY (A.). — Note sur les formations gneissiques du Morvan. *B.S.G.F.* (3), t. VII, 1878, p. 857-871.
241. MILLOT (G.). — Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Géol. appliquée et prospection minière*, t. II, nos 2, 3, 4, 1949.
242. MORET (L.). — Sur la présence d'orthophragmines dans les grès de Taveyannaz au massif de Platé et sur ses conséquences. *C.R. Ac. Sc.*, t. 178, 1924, p. 404.
243. MORET (L.). — Sur l'âge des complexes détritiques qui terminent la série nummulitique subalpine. *C.R.S.G.F.*, 1936, p. 22.
244. MORET (L.). — L'âge des complexes détritiques terminaux du Nummulitique subalpin envisagé du point de vue de la structure générale des Alpes. *C.R.S.G.F.*, 1936, p. 37.
245. MORET (L.). — Curieuses cristallisations de calcite, attribuées à tort à des algues (*Microcodium*), dans la partie terminale du Crétacé supérieur alpin et pyrénéen. *C.R. Ac. Sc.*, t. 235, 1952, p. 762-764.
246. NICOLIS DI ROBILANT (S.). — Essai géographique suivi d'une topographie souterraine minéralogique et d'une docimasie des États de S. M. en terre ferme. *M. Acc. Sc. T.*, s. 1, vol. VI, 1784-1785.
247. NIGGLI (P.). — Das Problem der Granitbildung. *Bull. Suisse Min. Pétr.*, Bd. XXII, 1942, p. 1-85.
248. NIGGLI (P.). — Das Westliche Tavetsche Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassiv. *Bull. Suisse Min. Pétr.*, Bd. XXIV, 1944.
249. NOE (F.). — Geologische Uebersichtskarte der Alpen. Wien, 1890.
250. OMALIUS D'HALLOY (J. B. F.). — Notice géologique sur la route du col de Tende dans les Alpes-Maritimes, précédée de considérations sur les terrains intermédiaires. *Journ. des Mines*, t. XXVII, n° 165, p. 169, Paris, 1810.
251. PAQUIER (V.). — Analogie de certains termes de la série secondaire de Vence avec ceux des environs du col de l'Argentera (Italie). *B.S.G.F.* (4), t. VIII, 1908, p. 304-305.
252. PARETO (L.). — Note sur les Alpes de la Ligurie dans le voisinage du col de Tende. *B.S.G.F.* (1), t. III, 1833, p. 188.
253. PARETO (L.). — Observations sur le département des Basses-Alpes. *B.S.G.F.* (1), t. IV, 1834, p. 185.
254. PARETO (L.). — Descrizione di Genova e del Genovesato (Geologia), vol. I e carta geol. Genova, 1846.
255. PARETO (L.). — Coupes à travers l'Apennin des bords de la Méditerranée à la vallée du Pô depuis Livourne jusqu'à Nice. *B.S.G.F.* (2), t. XIX, 1861, p. 239-320.
256. PELLEGRIN (C. H. J.). — Géologie appliquée et cartographie industrielle des Alpes-Maritimes. *Bull. et C.R. mensuels de la Soc. de l'Industrie minière*, Saint-Étienne, janv. 1910.
257. PENCK (A.) et BRÜCKNER (E.). — Die Alpen im Eiszeitalter. Les Alpes françaises à l'époque glaciaire. Traduction de L. Schaudel. Grenoble, 1907.
258. PENCK (A.) et BRÜCKNER (E.). — Die Alpen im Eiszeitalter. Les glaciations des Alpes du Sud. Traduction de P. Arbos du livre III, fasc. VII. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 9, 1908, II, p. 25-70.

259. POLSONI (G.). — Allegati alla parte seconda di : Saggio de investigazione geonostico-costruttive... de Claudius Segré. *Annali dei Lavori pubblici*, anno LXII, fasc. 6, 1924, p. 582-598.
260. PORTIS (A.). — Intorno ad alcune impronte eoceniche di Vertebrati recentemente scoperte in Piemonte. *A.R. ACC., Sc. T.*, vol. XV, 1879.
261. PORTIS (A.). — Sui terreni stratificati d'Argentera (Valle della Stura di Cuneo). *M. Acc. Sc. T.*, s. 2, vol. XXXIV, 1881, p. 25-99.
262. PORTIS (A.). — Sui terreni attraversati dal confine franco-italiano nelle Alpi Marittime. *B.C.G.I.*, t. XIX, 1888, p. 42.
263. PORTIS (A.). — Nuove località fossilifere in Val di Susa. *B.C.G.I.*, t. XX, 1889, p. 183.
264. PORTIS (A.). — Due località fossilifere nelle Alpi Marittime. *B.C.G.I.*, t. XVII, 1898,
265. POTIER. — Compte rendu de la course de l'Escarène et du col de Braus. *B.S.G.F.* (3), t. V, 1877, p. 808.
266. POTIER. — Feuille 213 bis (Saorge) de la Carte géologique de la France à l'échelle de 1/80 000. Paris, 1881.
267. RAGUIN (E.). — Au sujet de divers genres de mylonites granitiques. *B.C.G.F.*, n° 161, t. XXIX, 1925-1926, p. 213-230.
268. RAGUIN (E.). — A propos d'une nouvelle interprétation du complexe igné du Bushveld (Transvaal). *Revue Scientifique* vol. 87, n° 3304, 1949, p. 228-231.
269. RAGUIN (E.). — Sur l'évolution du granite de Quérigut (Ariège). *B.S.G.F.* (5), t. XIX, 1949, p. 181-188.
270. RIAZ (DE). — Contribution à l'étude du système crétacé dans les Alpes-Maritimes. *B.S.G.F.* (3), t. XXVII, 1899, p. 411.
271. RICOUR (J.). — Analogie entre le gisement de houille de Vescagne (Alpes-Maritimes) et les gisements keupériens de Lorraine et de Franche-Comté. *C.R.S.G.F.*, 1946, p. 235-236.
272. RICOUR (J.). — Sur le Trias de la bordure du massif du Mercantour dans la région de Saint-Sauveur-sur-Tinée. *C.R. S.G.F.*, 1948, p. 29-30.
273. RISSO (A.). — Histoire naturelle des principales productions de l'Europe méridionale et particulièrement de celles des environs de Nice et des Alpes-Maritimes. T. I, Paris, 1826.
274. RIVIÈRE (A.). — Recherche sur la tectonique des régions de la Roya et de la Bevera. *Dip. Études sup.*, Paris, n° 344, 1928.
275. RIVIÈRE (A.). — Feuille Menton au 1/50 000. Révision Nice et Draguignan au 1/80 000. *B.C.G.F.*, n° 176, t. XXXIII, 1929, p. 117-223.
276. ROCCATI (A.). — Ricerche mineralogiche sulla salla della grotta del Bandito in Val di Gesso (Alpi-Marittime). *B.S.G.I.*, t. XX, 1901.
277. ROCCATI (A.). — Ricerche petrografiche sulle Valli del Gesso (Valle del Sabione). *A. Acc. Sc. T.*, vol. 38, 1903, p. 279.
278. ROCCATI (A.). — Omphacite cromifera e Pirallolite ferrica del Lago Brocan. *B.S.G.I.*, vol. XXIV, 1903.
279. ROCCATI (A.). — Ricerche petrografiche sulle valli del Gesso (Valle della Meris e Rocca Val Miana). *A. Acc. Sc. T.*, vol. 38, 1903, p. 657-668.
280. ROCCATI (A.). — Ricerche petrografiche sulle Valli del Gesso (Serra dell'Argentera). *A. Acc. Sc. T.*, vol. XXXIX, 1904.
281. ROCCATI (A.). — Ricerche petrografiche sulle Valli del Gesso (Valle delle Rovine). *A. Acc. Sc. T.*, vol. XXXIX, 1904.
282. ROCCATI (A.). — Ricerche petrografiche sulle Valli del Gesso (Valli di S. Giacomo). *A. Acc. Sc. T.*, vol. XL, 1904-1905, p. 583.
283. ROCCATI (A.). — Edenite delle Alpi-Marittime. *Riv. di Min. e Crist. Ital.*, vol. XXXI, 1905.
284. ROCCATI (A.). — Microgranito con inclusi di gneiss del Colle Brocan (Valle del Gesso, delle Rovine). *A. Acc. Sc. T.*, vol. XLI, 1905-1906, p. 373.
285. ROCCATI (A.). — Il supporto Porfisa rosso della Roca dell'Abisso (Alpi Marittime). *A. Acc. Sc. T.*, vol. XLIV, 1908-1909, p. 543.
286. ROCCATI (A.). — Ricerche petrografiche sulle Valli del Gesso. Aplite del Lago delle Rovine i suoi fenomeni di contatto e di suoi inclusi. *A. Acc. Sc. T.*, vol. XLV, 1909-1910, p. 326.
287. ROCCATI (A.). — Su alcuni schisti della Valle della Roia (Alpi-Marittime). *B.S.G.I.*, vol. XXVIII, 1910.
288. ROCCATI (A.). — Elementi di geologia e geografia fisica. Torino, 1910.
289. ROCCATI (A.). — La pietra della Roia. *Giorn. Geol. prat.*, anno VIII, fasc. III, 1910, p. 85.
- 289 b.s. ROCCATI (A.). — La M llieresite-Anagenite gneissificata del vallone Marges presso Mollieres (Alpi-Marittime). *A. Acc. Sc. T.*, vol. 47, 1910-1911, p. 513-524.
- 289 ter ROCCATI (A.). — Il bacino della Beonia ed il Massiccio del Monte Bego (Alpi-Marittime) *Atti soc. Ital. sc. Nat.*, vol. XV, 1916.
290. ROCCATI (A.). — Il Massiccio cristallino delle Alpi-Marittime. *Boll. C.A.I.*, vol. XLII, n° 75, 1925.
291. ROQUES (M.). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du massif central français. *M.C.G.F.*, 1941.
292. ROUX (I.). — Statistique du département des Alpes-Maritimes. Nice, 1862.
293. SACCO (F.). — La Valle della Stura di Cuneo dal Ponte dell'Olla a Bra e Cherasco. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, vol. XXIX, 1886.
294. SACCO (F.). — Massima elevazione dell'Eocene nelle Alpi occidentali italiane. *Boll. C.A.I.*, n° 52, 1886.
295. SACCO (F.). — Studio geo-paleontologico sul Lias dell'alta Valle della Stura di Cuneo. *B.C.G.I.*, vol. XVII, 1886, p. 6-27.
296. SACCO (F.). — La caverna ossifera del Bandito in Val di Gesso. *Boll. C.A.I.*, n° 56, 1889.
297. SACCO (F.). — La géotectonique de la Haute-Italie occidentale. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, vol. IV, 1890.
298. SACCO (F.). — La valle padana. *Mem. R. Acc. Agricola Torino*, vol. XLIII, 1900.
299. SACCO (F.). — L'Appennino settentrionale e centrale (con carte geol. a 1/500 000). Torino, 1904.
300. SACCO (F.). — Fenomeni stratigrafici osservati nell'Appennino settentrionale e centrale. *A. Acc. Sc. T.*, vol. XL, 1904.
301. SACCO (F.). — Le Sorgenti acquee della Galleria ferroviaria del Colle di Tenda. *Giorn. Geol. prat.*, vol. IV, Perugia, 1905.
302. SACCO (F.). — Fenomeni di corrugamento negli schisti cristallini delle Alpi. *A. Acc. Sc. T.*, vol. XLI, 1906.

303. SACCO (F.). — I Monti di Cuneo il gruppo della Besimanda e quello dell'Argentera. *A. Acc. Sc. T.*, t. XLII, 1906-1907, p. 61-78, 1 carte.
304. SACCO (F.). — Sur l'âge du gneiss du massif de l'Argentera. *B.S.G.F.* (6), t. 6, 1906, p. 484.
305. SACCO (F.). — Geologia applicata della città di Torino. *Giorn. Geol. prat.*, vol. V, Perugia, 1907.
306. SACCO (F.). — Cenni geologici sulle Alpi Marittime. In Bobba : *Guida delle Alpi Maritt. C.A.I.*, Torino, 1908.
307. SACCO (F.). — Il gruppo dell'Argentera. *M. Acc. Sc. T.*, s. 2, t. LXI, 1910.
308. SACCO (F.). — Fenomeni filoniani e pseudofiloniani nel gruppo dell'Argentera. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, vol. L, 1911, p. 7.
309. SACCO (F.). — I Ghiacciai antichi ed attuali delle Alpi Marittime centrali. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, vol. LI, 1912, p. 99-128.
310. SACCO (F.). — Campioni di rocce corrugate. *B.C.G.I.*, vol. LIV, 1929, p. 1.
311. SACCO (F.). — La bipenne porfirica del passo Arpeto (Alpi Marittime). Torino, 1938.
312. SCHNEEGANS (D.). — La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. *M.C.G.F.*, 1938.
313. SCHÖLLER (H.). — Sur la présence de Graptolites dans les schistes métamorphiques du massif des Maures. *C.R.S.G.F.*, 1938, p. 147.
314. SCHWARTZ (G. M.), TODD (J. M.). — Comments on retrograde metamorphism. *Journ. Geol.*, vol. XLIX, 1941, p. 177-189.
315. SEDERHOLM (J. J.). — Om granit och gneiss. *Bull. Com. geol. Finlande*, n° 23.
316. SEDERHOLM (J. J.). — On migmatites and associated precambrian rocks of Southwestern Finland. *Part. I, Bull. Com. geol. Finlande*, n° 58, 1923.
317. SEDERHOLM (J. J.). — On migmatites and associated precambrian rocks of Southwestern Finland. *Part. II, Bull. Com. geol. Finlande*, n° 77, 1926.
318. SEDERHOLM (J. J.). — Pre-Quaternary Rocks of Finland. *Bull. Com. géol. Finlande*, n° 91, 1931.
319. SEGRE (C.). — Saggio di investigazioni geognostico-costruttive applicate allo studio di un bacino imbrifero alpino e dei relativi : abarramento e canale di derivazione in pressione. Avec suppléments de l'Ing. Giovanni Poldoni. *Ann. dei Lavori pubblici*, anno LXII, fasc. 6, 1924, p. 537-582.
320. SIGNORILE (G.). — Studi sulla costituzione geologica del Colle di Tenda. *Effemeridi Sc. Lett.*, vol. I, Genova, 1870.
321. SISMONDA (A.). — Essai géognostique dans les deux vallées voisines de Stura et de Vena. *M. Acc. Sc. T.*, s. 1, XXXVI, 1892.
322. SISMONDA (A.). — Memoria sui terreni stratificati delle Alpi. *M. Sc. Sc. T.*, s. 2, vol. II, 1841.
323. SISMONDA (A.). — Osservazioni geologiche sulle Alpi Marittime e sugli Appennini Liguri. *M. Acc. Sc. T.*, s. 2, vol. IX, 1841.
324. SISMONDA (A.). — Extrait d'une lettre à M. Élie de Beaumont (couches à fossiles du Lias de la Tarentaise). *B.S.G.F.* (2), t. III, 1840, p. 410.
325. SISMONDA (A.). — Notizie e schiarimenti sulla costituzione delle Alpi piemontesi. *M. Acc. Sc. T.*, s. 2, vol. IX, 1848.
326. SISMONDA (A.). — Sui conglomerati delle Alpi. *Antologia Italiana*, 1848.
327. SISMONDA (A.). — Classificazione dei terreni stratificati delle Alpi fra il M. Bianco e la Contea di Nizza. *M. Acc. Sc. T.*, s. 2, vol. XII, 1852.
328. SISMONDA (A.). — Observations sur la constitution géologique des Alpes-Maritimes et de quelques montagnes de la Toscane. *B.S.G.F.* (2), t. XII, 1855, p. 329-331.
329. SISMONDA (A.). — Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria. Torino, 1862, 2° éd., 1866.
330. SITTER (L. U. DE), SITTER-KOOMANS (C. M. DE). — The geology of the Bergamasc Alps Lombardia, Italy. *Leidschgeologische Mededelingen*. Deel XIV B, 1949, p. 1-257.
331. SPEZIA. — Sul calcare albitifere dell'Argentera. *A. Acc. Sc. T.*, v. XV, 1880.
332. TARAMELLI (T.). — Osservazioni geologiche fatte nel raccogliere alcuni campioni di serpentina, Parte II. *B.S.G.I.*, 1882.
333. TERCIER (J.). — Dépôts marins actuels et séries géologiques. *E.G.H.*, v. 32, 1939, p. 47.
334. TERMIER (P.). — Sur les mylonites de l'île d'Elbe. *C.R. Ac. Sc.*, t. 152, 1911, p. 826.
335. TERMIER (P.) et BOUSSAC (J.). — Le massif cristallin Liguro. *B.S.G.F.* (4), t. XII, 1912, p. 272.
336. VIGLINO (A.). — Quattro giorni sulle Alpi Marittime. *Riv. C.A.I.*, vol. XIV, 1895.
337. VIGLINO (A.). — Escursioni e studi preliminari sulle Alpi Marittime. *Boll. C.A.I.*, n° 63, 1897.
338. VIGLINO (A.). — Introduzione allo studio sui Ghiacciai delle Alpi Marittime. *Boll. C.A.I.*, vol. XXXI, n° 64, 1898.
339. VIGLINO (A.). — Schizzo geologico dell'Alta Val Gessa (in : « Guida alla Serra dell'Argentera » di F. Mondini). *Sez. lig. del C.A.I.*, Genova, 1898.
340. VOGT (J. H. L.). — On the terms eutectic, cotectic, peritectic, anchi-eutectic, anchi-cotectic, etc., and their importance in petrogenesis. *Journ. Geol.*, vol. XXXIX, 1931, p. 401-431.
341. WALLERANT (F.). — Étude géologique de la région des Maures et de l'Estérel. Rennes, 1889.
342. WEGMANN (C. E.). — Note sur le boudinage. *B.S.G.F.* (5), t. 2, 1932, p. 477-491.
343. WEGMANN (E.). — Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundsch.*, t. 26, 1935, p. 305-351.
344. WEGMANN (E.). — Geological investigations in Southern Greenland. Part. I, On the structural divisions of Southern Greenland. *Med. om. Gronland*, Bd 113, n° 2. Kobenhavn, 1938.
345. WIJKHUISEN (F.). — Quelques remarques sur la feuille Saint-Martin-Vésubie. *Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen Amsterdam*, s. B, 55, n° 3, 1952, p. 247-252.
346. ZACCAGNA (D.). — Sulla costituzione geologica delle Alpi marittime. *B.C.G.I.*, t. V, 1884, p. 167.
347. ZACCAGNA (D.). — Sulla geologica delle Alpi occidentali. *B.C.G.I.*, t. XVIII, 1887, p. 345.
348. ZACCAGNA (D.). — Alcune osservazioni sugli ultimi lavori geologici intorno alle Alpi occidentali. *B.C.G.I.*, t. XXXIV, 1903, p. 297-332.

CARTES GÉOLOGIQUES

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

- 349. Feuille n° 24-28 : Grand Saint-Bernard-Nice. Carte géologique 1/320 000, 1939.
- 350. Feuille n° 27 : Avignon. Carte géologique 1/320 000, 1942.
- 351. Feuille n° 200 : Gap. Carte géologique 1/80 000, 1945 (2^e édit.).
- 352. Feuille n° 201 : Larche. Carte géologique 1/80 000, 1903.
- 353. Feuille n° 212 : Digne. Carte géologique 1/80 000, 1899.
- 354. Feuille n° 212 : Digne. Carte géologique 1/80 000, 1943 (2^e édit.).
- 355. Feuille n° 213 : Saint-Martin-Vésubie. Carte géologique 1/80 000, 1898.
- 356. Feuille n° 225 : Nice. Carte géologique 1/80 000, France, 1939 (2^e édit.).

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA 1/100 000

- 357. Feuille n° 79-78 : Dronero-Argentera. Carte geologica d'Italia 1/100 000, 1930.
 - 358. Feuille n° 90 : Demonte. Carta geologica d'Italia 1/100 000, 1933.
 - 359. Feuille n° 91 : Boves. Carta geologica d'Italia 1/100 000, 1934.
 - 360. Feuille n° 102 : San Remo. Carta geologica d'Italia 1/100 000, 1926.
-

TABLE DES FIGURES DANS LE TEXTE

	Pages
FIGURE 1. — Schéma général des Alpes.....	14
FIGURE 2. — Schéma géographique.....	20
FIGURE 3. — Aspect morphologique du pays sédimentaire.....	23
FIGURE 4. — Schéma de la zone occidentale.....	40
FIGURE 5. — Coupe selon le vallon de Fougieret.....	48
FIGURE 6. — Schéma géologique de la région nord de Saint-Étienne de Tinée.....	53
FIGURE 7. — Essai de reconstitution du complexe de la Tinée.....	73
FIGURE 8. — Schéma de la zone orientale.....	75
FIGURE 9. — Coupe du Lac Verde de la Valmasque au col de la Fous.....	97
FIGURE 10. — Région du Malinvern.....	113
FIGURE 11. — Le Malinvern.....	113
FIGURE 12. — Schéma de répartition des terrains primaires.....	141
FIGURE 13. — Région du Lac Nègre et Cima di Fremamorta.....	144
FIGURE 14. — Schéma géologique du Haut Vallon de Marges au sud de Mollières.....	149
FIGURE 15. — La Mollièresite dans le Vallon d'Antuebis.....	149
FIGURE 16. — Coupe selon les ravins au sud de Saint-Martin-Vésubie.....	150
FIGURE 17. — Coupes schématiques du Haut Vallon de Marges.....	151
FIGURE 18. — Coupes de l'éperon sud-ouest de la Cime Piagu au nord de Saint-Martin-Vésubie.....	152
FIGURE 19. — Coupe du Stéphanien au col de Montjoya.....	153
FIGURE 20. — Coupe du Mont Meraviglie.....	162
FIGURE 21. — Région des Meraviglie.....	163
FIGURE 22. — Coupe flanc sud-ouest de la cime sud du Bego.....	164
FIGURE 23. — Coupe flanc sud du Mont Bego.....	165
FIGURE 24. — Lacs supérieurs des Meraviglie vus du Passo de Conche.....	167
FIGURE 25. — Lacs supérieurs des Meraviglie vus de la cime 2721 au nord-ouest du Bego.....	167
FIGURE 26. — Coupe de l'éperon ouest de la cime de Villarie.....	169
FIGURE 27. — Schéma géologique de la région du Baus de la Frema.....	172
FIGURE 28. — Profils géologiques dans la région du Baus de la Frema.....	173
FIGURE 29. — Coupe relevée à l'est de Saint-Sauveur-sur-Tinée selon la crête de Chatel et au nord de Notre-Dame de Laghé.....	174
FIGURE 30. — Essai de reconstitution de la pénéplaine antétriasique entre le mont Bego et les Mesches.....	185
FIGURE 31. — Panorama de la région au nord de Roya.....	205
FIGURE 32. — Coupe du Werfénien au revers ouest du col nord du Baus de la Frema.....	206
FIGURE 33. — Coupe du Trias supérieur et de l'Infra-Lias au ravin nord-est du plateau d'Auron.....	215
FIGURE 34. — Coupe au revers sud de la croupe portant la cote 2065 (N.W. du Castellar).....	216
FIGURE 35. — Coupe au sud du mont Raja nord de Valdeblorre.....	217
FIGURE 36. — Coupe du Lias-Dogger à l'ouest du sommet de Bina.....	226
FIGURE 37. — Coupe du Lias-Dogger dans les barres du Ciavalet au sud du col du Bouchiet.....	227
FIGURE 38. — Coupe du Lias-Dogger à l'ouest du point coté 2023 vallon de Roya.....	228
FIGURE 39. — Coupe du Lias au nord-est de la cote 2023 (en 965, 9/221,4) vallon de Roya.....	228
FIGURE 40. — Coupe du Lias-Dogger au collet Mattet.....	229
FIGURE 41. — Coupe du Lias-Dogger de l'écaille intercutanée vallon de Sélavielle.....	229
FIGURE 42. — Coupe du Lias-Dogger de l'écaille intercutanée serre de l'Ardret.....	229
FIGURE 43. — Coupe du Lias-Dogger dans l'éperon du collet de l'Aulivet.....	231
FIGURE 44. — Coupe du Lias-Dogger dans l'éperon sud de Bouchanières.....	231
FIGURE 45. — Coupe du Lias-Dogger à l'est de Pierlas selon le vallon de Couller.....	232
FIGURE 46. — Coupe du Lias-Dogger selon le vallon de Tavagnère.....	233
FIGURE 47. — Coupe du Lias-Dogger le long de la route de la Tinée à Valdeblorre.....	234
FIGURE 48. — Coupe du Lias du Mont Raja au nord de Valdeblorre.....	234
FIGURE 49. — Coupe du Malm au sud-est de la cime de la Bercia.....	243
FIGURE 50. — Coupe du Malm du vallon de Couller vers la Tête de Vairon.....	246
FIGURE 51. — Coupe du Malm selon le vallon de Tavagnère.....	247
FIGURE 52. — Coupe du Malm aux abords des Chalanches de Tigènes.....	247

	Pages
FIGURE 53. — Schéma géologique de la région du Mounier.....	256
FIGURE 54. — Coupe du complexe inférieur du Crétacé au Mounier.....	257
FIGURE 55. — Coupe du complexe inférieur du Crétacé dans la région sud de Saint-Sauveur.....	261
FIGURE 56. — Coupe du complexe inférieur du Crétacé dans la vallée de la Vésubie, région de Roquebillière.....	263
FIGURE 57. — Coupe du complexe inférieur du Crétacé dans la vallée de la Vésubie, région de la Bollène.....	263
FIGURE 58. — Coupes du complexe des marnes noires vers le Fournil, région d'Ilonse.....	275
FIGURE 59. — Coupe du complexe des marnes noires vers la Combe, région d'Ilonse.....	275
FIGURE 60. — Coupe du faciès réduit glauconieux dans la région de Roquebillières.....	277

LISTE DES TABLEAUX

	Pages
Flore stéphanienne.....	157
Histoire géologique anté-triasique du massif de l'Argentera-Mercantour.....	195
Faune et flore du Trias.....	219
Faune du Lias et de l'Infra-Lias.....	238-239
Faune du Dogger.....	240-241
Faune du Malm.....	252
Faune du Valanginien, Hauterivien, Barrémien.....	268-271
Faune du Cénomanién, Turonien, Sénonien.....	285

LISTE DES PLANCHES HORS TEXTE

1. Massif de l'Argentera-Mercantour. Vue d'ensemble.
 2. Le massif de l'Argentera-Mercantour. Zone occidentale et zone orientale.
 3. Répartition des différentes séries du Permien dans la région comprise entre la moyenne Gordolasque et les Mesches.
 4. Série de coupes du Permien et du Stéphanien de la cime de la Valette au sud du Scandail.
 5. Massif de l'Argentera-Mercantour. Mylonites et zones d'écrasements anciennes.
 6. Schémas paléogéographiques : Trias, Lias-Dogger, Malm, Valanginien-Barrémien-Aptien-Cénomanién inférieur; transgression nummulitique.
-

LISTE DES PLANCHES DE PHOTOGRAPHIES

- PLANCHE I. — Panoramas du massif cristallin de l'Argentera-Mercantour.
PLANCHE II. — Le complexe de la Tinée. Série de Varélios. Formation d'Anelle.
PLANCHE III. — Le complexe de la Tinée. Formation d'Anelle.
PLANCHE IV. — Le complexe de la Tinée. Série de Rabuons.
PLANCHE V. — Le complexe de la Tinée (série de Rabuons) et le complexe Chastillon-Valmasque (gneiss de Chastillon et Migmatite des Adus).
PLANCHE VI. — Le complexe de Chastillon-Valmasque. Migmatites de Fenestre.
PLANCHE VII. — Le complexe de Chastillon-Valmasque. Migmatites de Fenestre.
PLANCHE VIII. — Le complexe de Chastillon-Valmasque. Migmatites de Fenestre.
PLANCHE IX. — Le complexe de Chastillon-Valmasque. Migmatites de Fenestre.
PLANCHE X. — Le complexe de Chastillon-Valmasque. Migmatites de Fenestre.
PLANCHE XI. — Le complexe de Chastillon-Valmasque. Le granite à enclaves de la Valmasque, faciès agmatique.
PLANCHE XII. — Vue d'ensemble de la région du Malinvern.
PLANCHE XIII. — Complexe Malinvern-Argentera. Anatexites du Malinvern.
PLANCHE XIV. — Complexe Malinvern-Argentera. Anatexites du Malinvern.
PLANCHE XV. — Complexe Malinvern-Argentera. Anatexites du Malinvern.
PLANCHE XVI. — Complexe Malinvern-Argentera. Biotitite.
PLANCHE XVII. — Complexe Malinvern-Argentera. Contacts du granite de l'Argentera.
PLANCHE XVIII. — Filons de lamprophyre.
PLANCHE XIX. — Vue aérienne de la région du Haut-Boréon.
-

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS.....	9
INTRODUCTION.....	13

PREMIÈRE PARTIE. — APERÇU GÉOGRAPHIQUE. — BREF HISTORIQUE

CHAPITRE I.	— Aperçu géographique.....	19
CHAPITRE II.	— Bref historique.....	31

DEUXIÈME PARTIE. — LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES ET CRISTALLINES

CHAPITRE III.	— Généralités.....	35
CHAPITRE IV.	— La zone occidentale : le complexe de la Tinée	39
CHAPITRE V.	— La zone orientale : le Cristallophyllien à l'est de la mylonite de la Valletta-Mollières	75
CHAPITRE VI.	— Le complexe Chastillon-Valmasque.....	77
CHAPITRE VII.	— Le complexe Malinvern-Argentera.....	111
CHAPITRE VIII.	— Essai d'interprétation du massif de l'Argentera-Mercantour.....	133

TROISIÈME PARTIE. — LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES PRIMAIRES : STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE

INTRODUCTION.....	141
CHAPITRE IX. — Poudingue des Bresses et zone d'écrasement de Fremamorta.....	143
CHAPITRE X. — La Mollièresite.....	147
CHAPITRE XI. — Le Stéphanién.....	153
CHAPITRE XII. — Le Permien.....	159
CHAPITRE XIII. — Les dislocations d'âge inconnu.....	187
CHAPITRE XIV. — La fin du Primaire.....	191

QUATRIÈME PARTIE. — LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES SECONDAIRES ET TERTIAIRES

INTRODUCTION.....	199
CHAPITRE XV. — Le Trias.....	201
CHAPITRE XVI. — Le Jurassique :	
Infra-Lias.....	222
Lias-Dogger.....	225
Le Malm.....	242
CHAPITRE XVII. — Le Crétacé :	
I. Le complexe inférieur Valanginien-Barrémien.....	255
II. Les marnes noires : Aptien-Cénomanién inférieur.....	272
III. Le complexe calcaire supérieur : Cénomanién-Sénonien.....	281
CHAPITRE XVIII. — Le Tertiaire : Eocène moyen-Oligocène :	
I. Le Nummulitique calcaire et marno-calcaire : Lutétien supérieur et Priabonien.....	290
II. La série gréseuse : les grès d'Annot	295

CINQUIÈME PARTIE. — EN GUISE DE CONCLUSION 299

	Pages
Tableaux des analyses chimiques.....	305
Bibliographie.....	319
Liste des figures.....	329
Liste des tableaux.....	331
Liste des planches hors texte 1 à 6.....	332
Liste des planches de photographies I à XIX	333

PLANCHES HORS TEXTE

PLANCHE 1

MASSIF CRISTALLIN DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR

VUE D'ENSEMBLE

PLANCHE 1

MASSIF CRISTALLIN DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR

ESQUISSE GÉOLOGIQUE

Vue d'ensemble et répartition des différents complexes.



PLANCHE 2

MASSIF CRISTALLIN DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR

ZONE OCCIDENTALE — ZONE ORIENTALE

PLANCHE 2

MASSIF CRISTALLIN DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR

ESQUISSE GÉOLOGIQUE

Figure 1. — Zone occidentale.

Figure 2. — Zone orientale.



Fig. 1

PLANCHE 3

RÉPARTITION DES DIFFÉRENTES SÉRIES DU PERMIEN

DANS LA RÉGION COMPRISE ENTRE LA MOYENNE GORDOLASQUE ET LES MESCHES

PLANCHE 3

RÉPARTITION DES DIFFÉRENTES SÉRIES DU PERMIEN

DANS LA RÉGION COMPRISE ENTRE LA MOYENNE GORDOLASQUE ET LES MESCHES

LÉGENDE

t_2 : Trias sans Werfénien.

t_{1-2} : Trias avec Werfénien.

r_e : Série de Capeiroto.

r_d : Série du Bego.

r_{b-c} : Série des Meraviglie.

r_a : Série de l'Inferno.

} Permien.

(Les chiffres indiquent les épaisseurs.)

+++ : axe des anticlinaux.

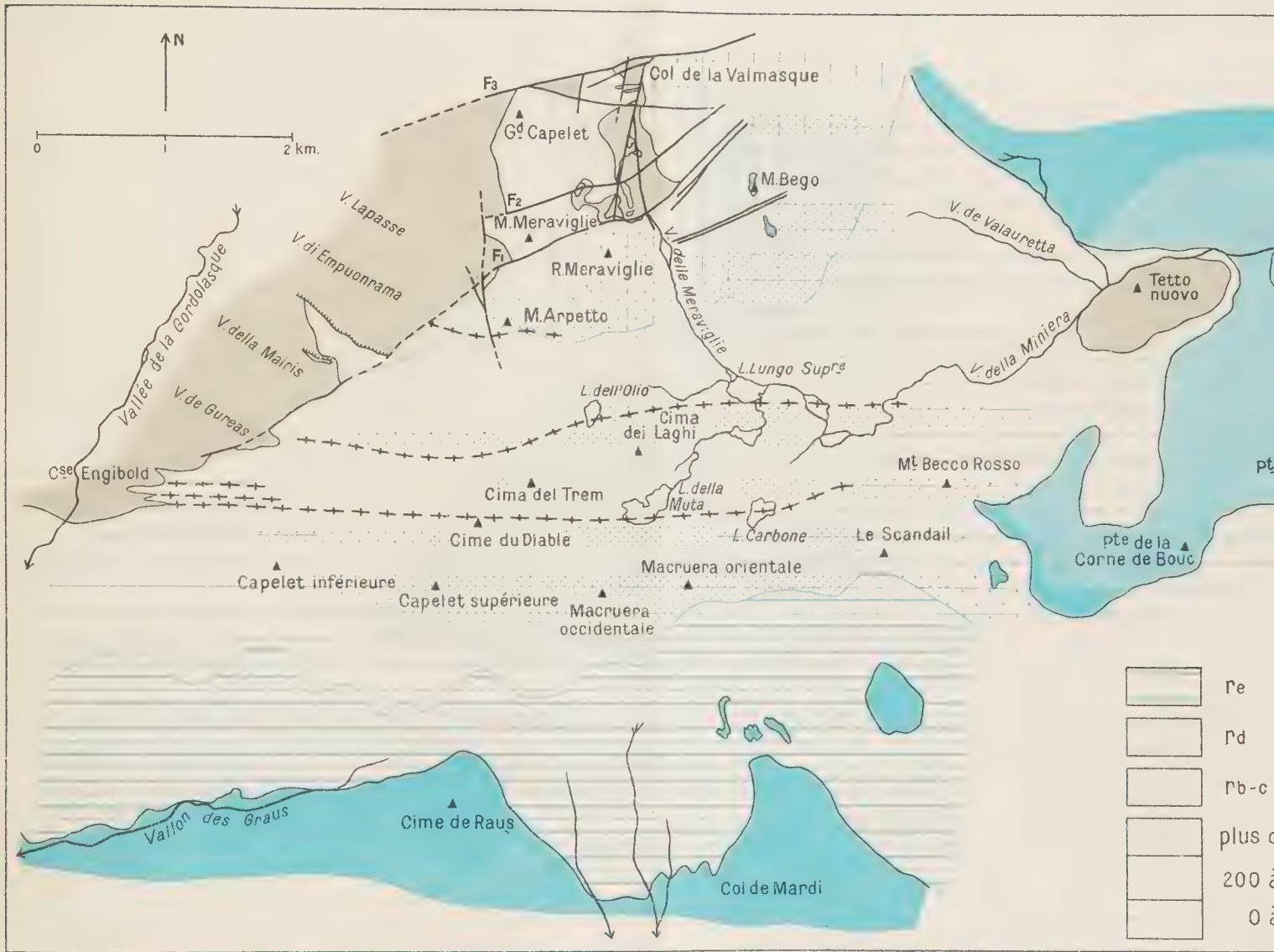




PLANCHE 4

SÉRIE DE COUPES DU PERMIEN ET DU STÉPHANIEN
DE LA CIME DE LA VALETTE AU SUD DU SCANDAIL

PLANCHE 4

SÉRIE DE COUPES DU PERMIEN ET DU STÉPHANIEN DE LA CIME DE LA VALETTE AU SUD DU SCANDAIL

LÉGENDE

Trias :

- t_{2b} : Calcaire du Trias moyen.
- t_{2a} : Cargneules du Trias moyen.
- t_1 : Werfénien.

Permien :

- r_c : Série de Capeiroto.
- r_d : Série du Bego.
- r_r : Schistes rouges. $\left. \begin{array}{l} r_r \\ r_v \end{array} \right\}$ Série des Meraviglie.
- r_v : Schistes verts.
- r_a : Série de l'Inferno.
- h : Stéphanien.
- ζ : Cristallophyllien.

PLANCHE 5

MASSIF CRISTALLIN DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR

MYLONITES ET ZONES D'ÉCRASEMENT ANCIENNES

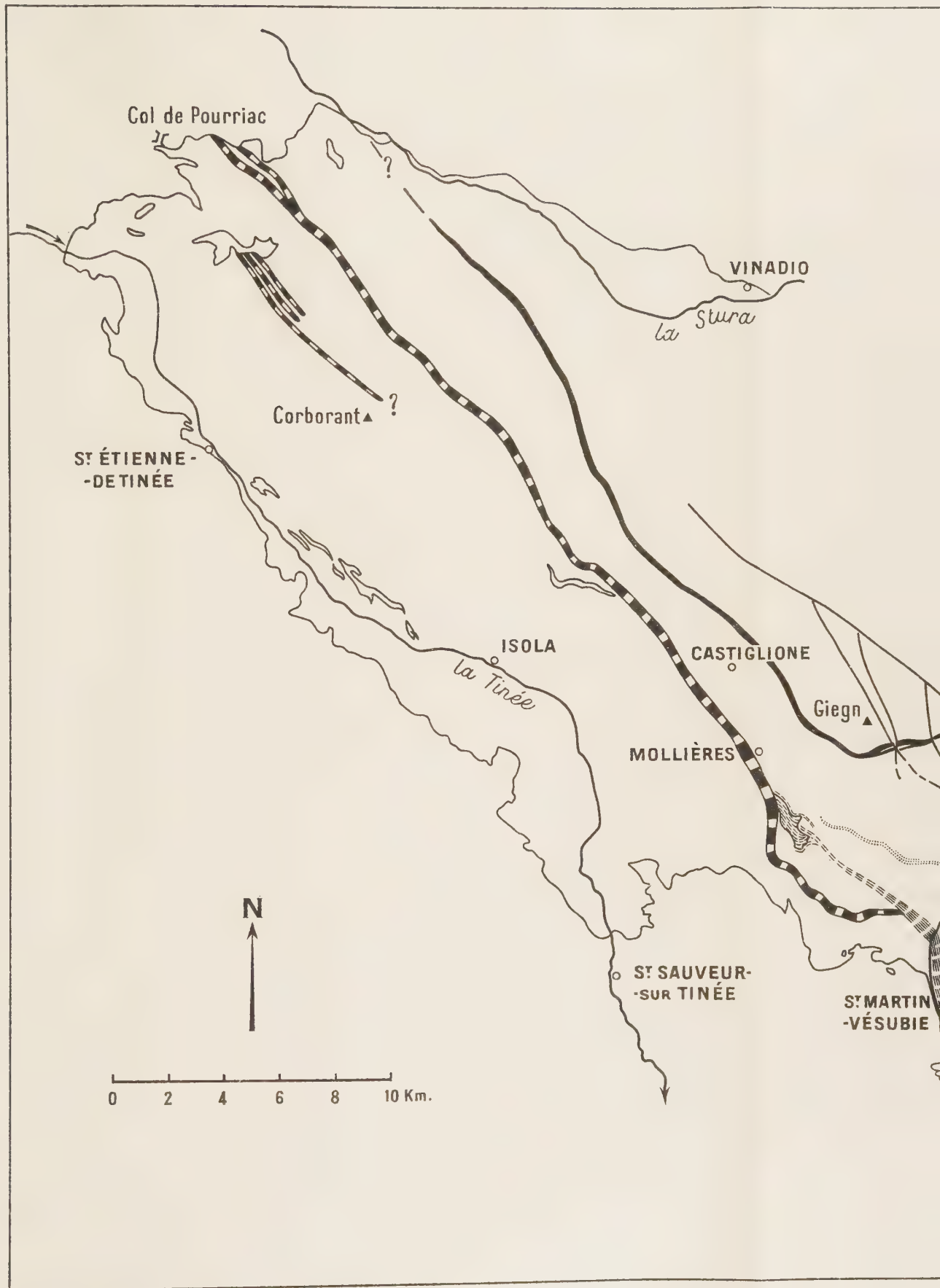


PLANCHE 6

SCHÉMAS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

SCHÉMAS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Fig. 1 — TRIAS

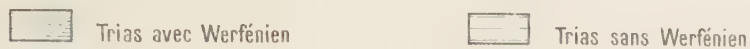


Fig. 2 — LIAS-DOGGER

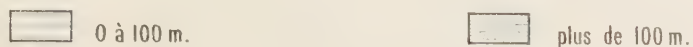


Fig. 3 — MALM — Répartition des différents faciès

+++ Calcaires à polypiers

Fig. 4 — COMPLEXE INFÉRIEUR DU CRÉTACÉ : VALANGINIEN-BARRÉMIEN

Faciès marno-calcaire



Passage de faciès



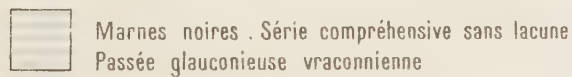
Faciès calcaire réduit avec glauconie et hard-ground



xxx Hard-ground Barrémien

..... Limite N de la glauconie au Barrémien

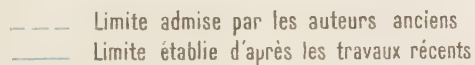
Fig. 5 — LES MARNES NOIRES : APTIEN-CÉNOMANIEN INFÉRIEUR



ooo Limite N du niveau glauconieux vraconnien



Fig. 6 — TRANSGRESSION NUMMULITIQUE



Pl. 6

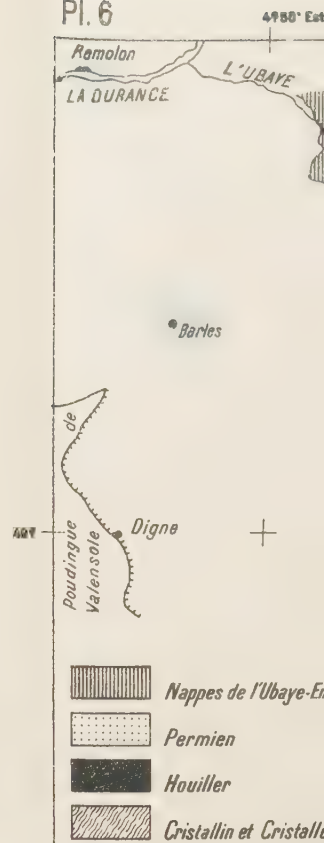


Fig. 1



Fig. 4

PLANCHES DE PHOTOGRAPHIES

PLANCHE I

PANORAMAS DU MASSIF CRISTALLIN DE L'ARGENTERA

PLANCHE I

PANORAMAS DU MASSIF CRISTALLIN DE L'ARGENTERA

FIGURE 1. — Le groupe de l'Argentera et le mont Matto vus du Pelago.

FIGURE 2. — Le massif de l'Argentera, versant italien vu de la Cougourde.
La plaine du Piémont s'étend à droite de la punta Ciamberlin.
a. Filon mélanocrate.

ANNE FAURE-MURET

Pl. I

Le Mercantour
2775 m.

Mt Matto
3083 m.

L'Argentera
3299 m.

Cima Ghilié
2939 m.



Fig. 1

L'Argentera
3299 m.

Cima Caire Agnel
2927 m.

Le Viso

Cima dell' Oriol
2950 m.

Cima del Lausedo

Pta Ciamberlin
2792 m.



Fig. 2

Clichés F.M.

Colle di Fenestrelle

PLANCHE II

COMPLEXE DE LA TINÉE

PLANCHE II

COMPLEXE DE LA TINÉE

FIGURE 1. — Gneiss de Varélios à biotite et sillimanite riche en quartz. La schistosité cristallophyllienne est à peine esquissée par quelques traînées de biotite.

— Ravin de Bélingier, 973,1/220,9.

FIGURE 2. — Gneiss de Varélios à biotite et nodule de quartz (au centre) et sillimanite; comme précédemment, la schistosité cristallophyllienne est peu nette.

— Ravin de l'Infernet vers 1 460 mètres.

FIGURE 3. — Migmatites plagioclasiques d'Anelle riches en plagioclase, à biotite dominante.

— Nord Assuéros, cote 1 200.

FIGURE 4. — Migmatites plagioclasiques d'Anelle à biotite et muscovite.

— Route Isola à Chastillon, aval diorite-migmatite d'Iglière. Pied sud-ouest Mont Palastro.

Sauf indication contraire, les échantillons sont représentés grandeur nature.

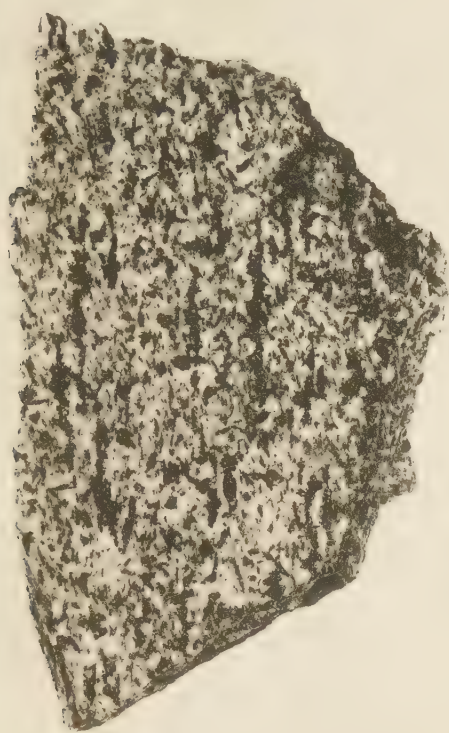


Fig. 1

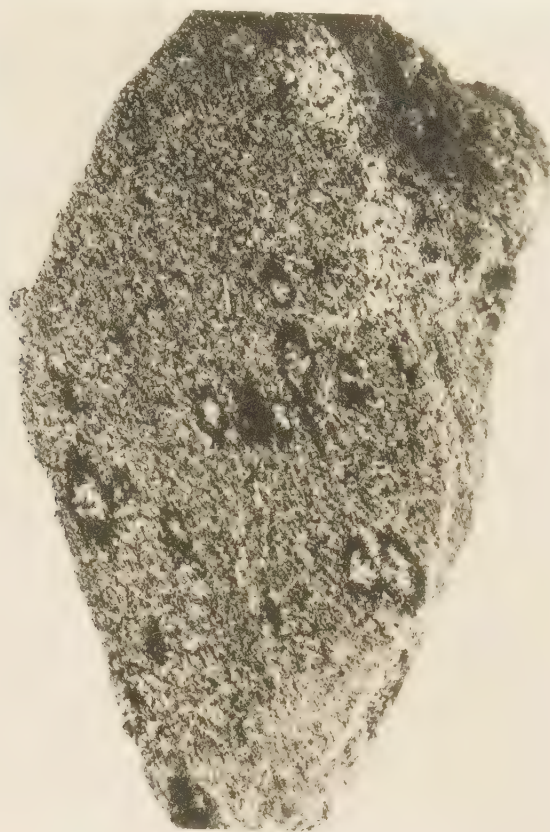


Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

PLANCHE III

COMPLEXE DE LA TINÉE

PLANCHE III

COMPLEXE DE LA TINÉE

FIGURE 1. — Vestige de la série d'Anelle dans la diorite-migmatite d'Iglière.
Migmatite plagioclasiqne plissotée, à biotite et muscovite.

— Pied sud Mont Palastro. Vallon de Chastillon.

FIGURE 2. — Diorite-migmatite d'Iglière.

— Pied sud Mont Palastro. Vallon de Chastillon.

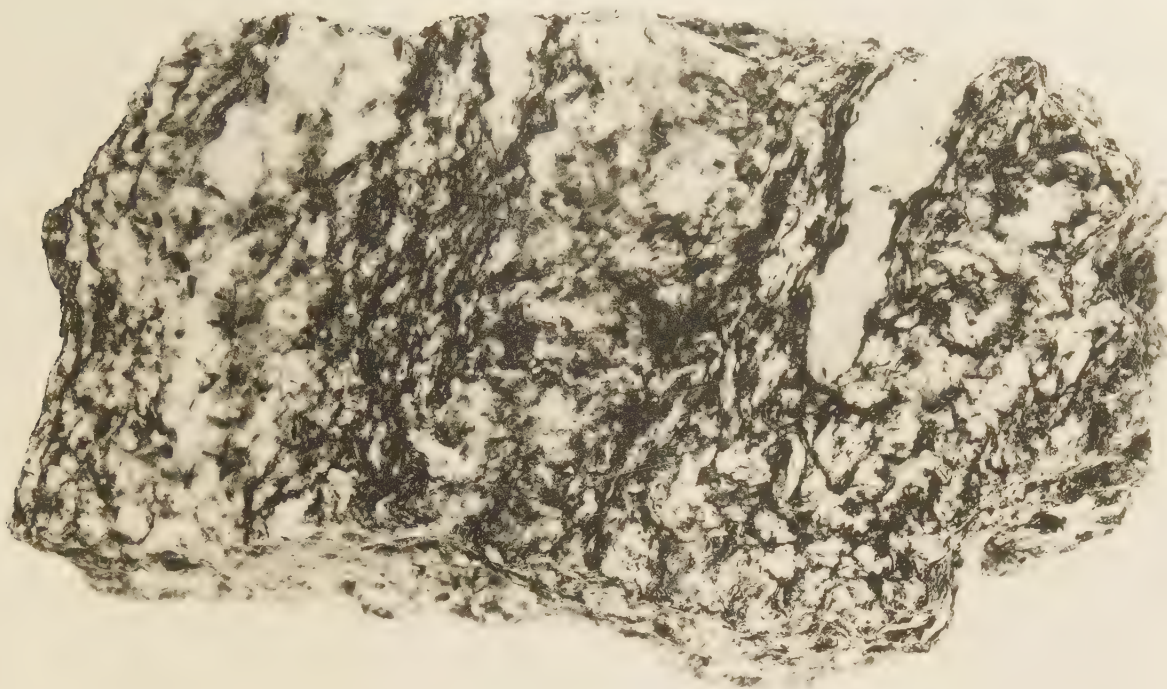


Fig. 1

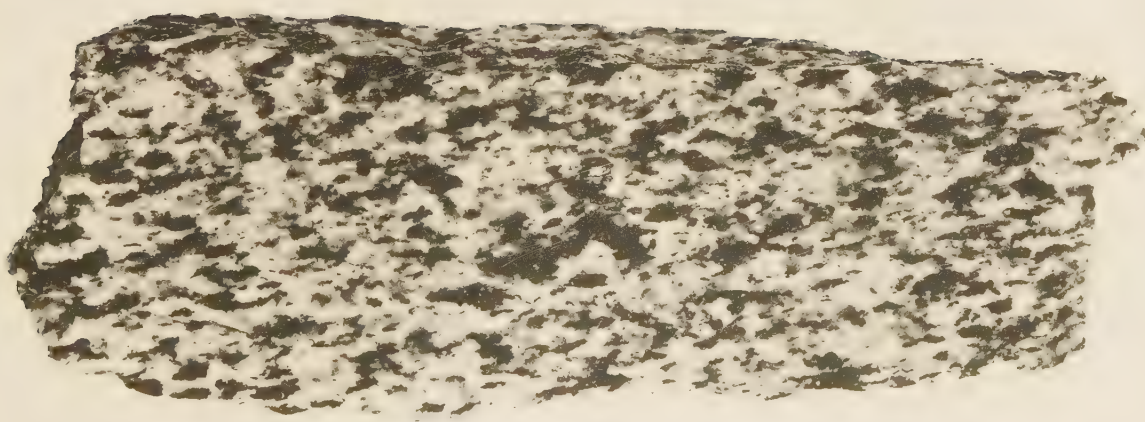


Fig. 2

PLANCHE IV

LE COMPLEXE DE LA TINÉE (SÉRIE DE RABUONS)

PLANCHE IV

LE COMPLEXE DE LA TINÉE (SÉRIE DE RABUONS)

FIGURE 1. — Gneiss œillés, montrant des yeux simples « *a* » et des yeux complexes « *b* ». Entre les lits micacés, on observe des lits leucocrates ayant une composition de granite à grain très fin.

— Est tunnel oriental route à 2 420 mètres sud Mont Garnet, vers 969, 33/229, 45 (vallée de la Tinée, région de Rabuons).

FIGURE 2. — Amphibolite migmatisée :

a. Porphyroblaste d'anorthose;

b. Lits leucocrates et yeux complexes ayant une composition de granite à grain fin.

— Sud lac Rabuons vers 970, 7/228, 85 (vallée de la Tinée).

FIGURE 3. — Gneiss œillés plissotés avec amygdales granitiques. Les yeux sont complexes.

— Route vers 2 440 mètres, vallon du Lusernier, 969,0/229,6 (vallée de la Tinée, région de Rabuons).



Fig. 1

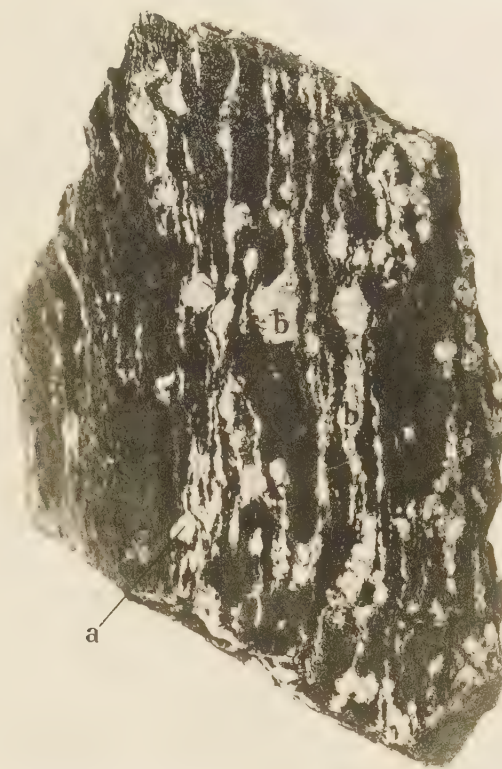


Fig. 2

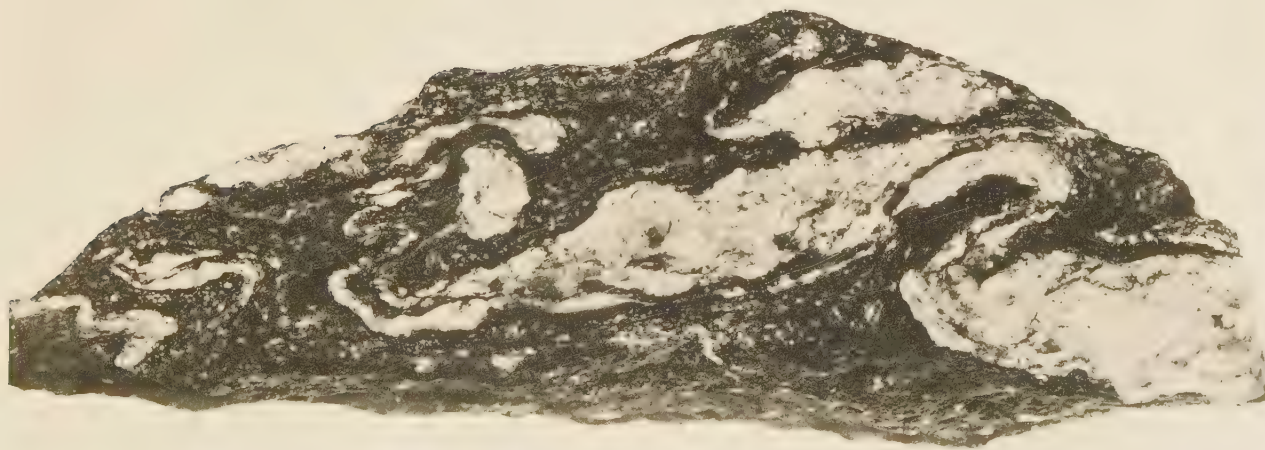


Fig. 3

PLANCHE V

LE COMPLEXE DE LA TINÉE ET LE COMPLEXE DE CHASTILLON-VALMASQUE

PLANCHE V

LE COMPLEXE DE LA TINÉE ET LE COMPLEXE DE CHASTILLON-VALMASQUE

FIGURE 1. — Amande pegmatitique dans les gneiss œillés montrant les feuillets micacés (*a*) dans la pegmatite.
Grossissement : 2 fois.

— Lac de Rabuons. Sud cote 2562. Ancien déversoir du lac vers 970,2/229,2 (vallée de la Tinée).

FIGURE 2. — Amande pegmatitique dans les gneiss œillés.

— même échantillon que figure 1.

FIGURE 3. — Gneiss de Chastillon à lentilles d'amphibolite, montrant le phénomène de boudinage.

a. Amphibolite.

b. Lit leucocrate.

c. Lit à biotite ou amphibole.

d. Zone d'enrichissement en quartz et feldspath.

— Route militaire de Chastillon au col de la Lombarde (984,9/222,4).

FIGURE 4. — Migmatite des Adus (retromorphosée). Embréchite amygdalaire à phénocristaux d'anorthose (*a*).

— Serra des Adus piccolo, vers 992,71/214,4 (vallon de Saleses).

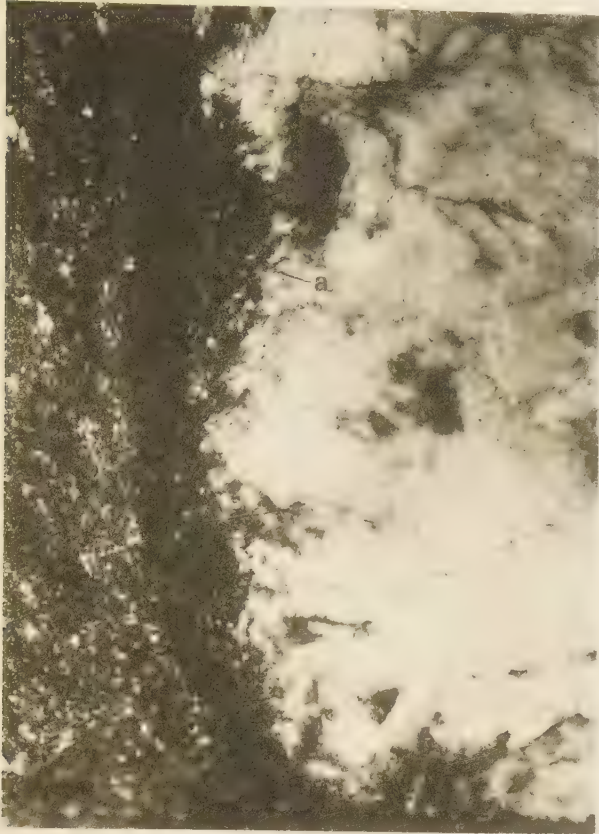


Fig. 1

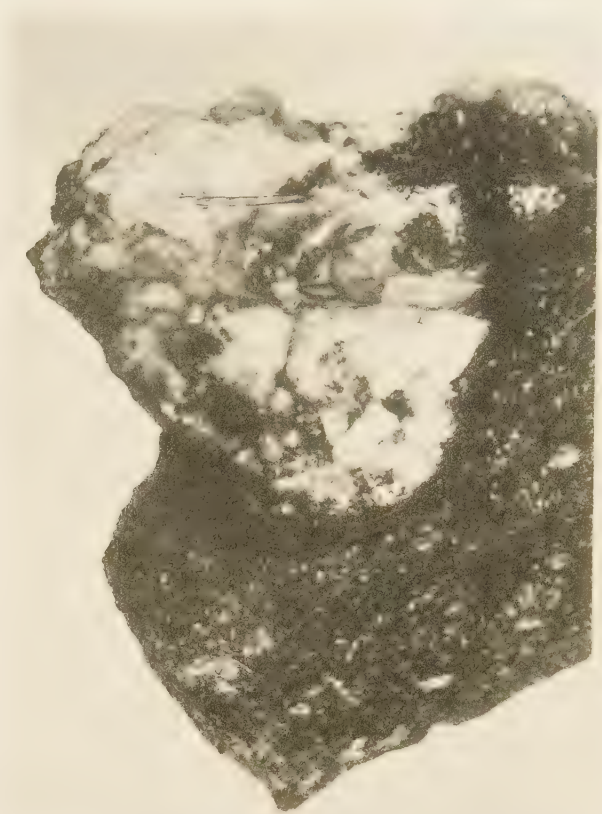


Fig. 2



Fig. 3

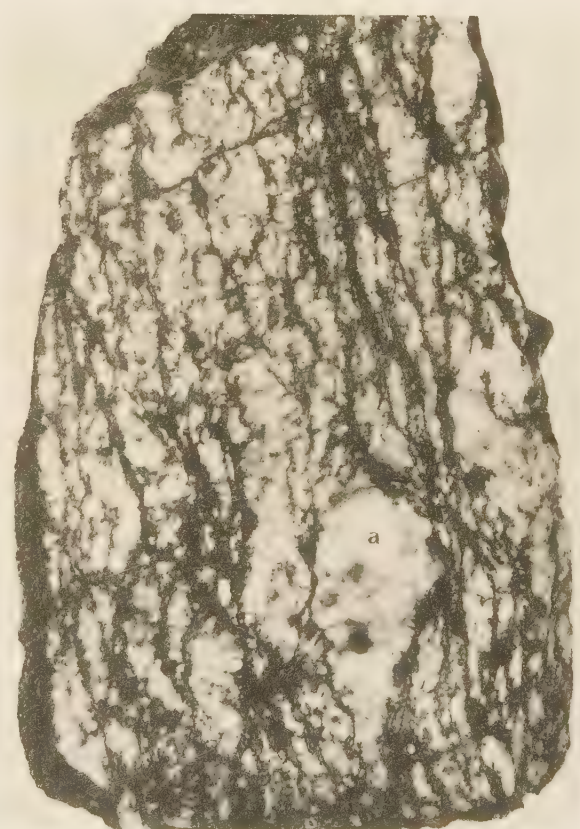


Fig. 4

PLANCHE VI

LE COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE. — MIGMATITES DE FENESTRE

PLANCHE VI

LE COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE. — MIGMATITES DE FENESTRE

FIGURE 1. — Faciès de transition aux anatexites : type lité. La « roche-trame » apparaît en sombre.

— Combe de la Cougourde (Haut-Boréon).

FIGURE 2. — Faciès de transition aux anatexites.

Partie sombre : gneiss plagioclasiq. à biotite.

Lit leucocrate : matériel granitique encore pauvre en anorthose.

a. Filonnet de feldspath potassique.

— Déversoir du lac Long (Haute Gordolasque).

FIGURE 3. — Faciès de transition aux anatexites.

Partie sombre : gneiss plagioclasiq. à biotite déjà envahi par l'anorthose et le quartz.

Lit leucocrate : matériel granitique à anorthose.

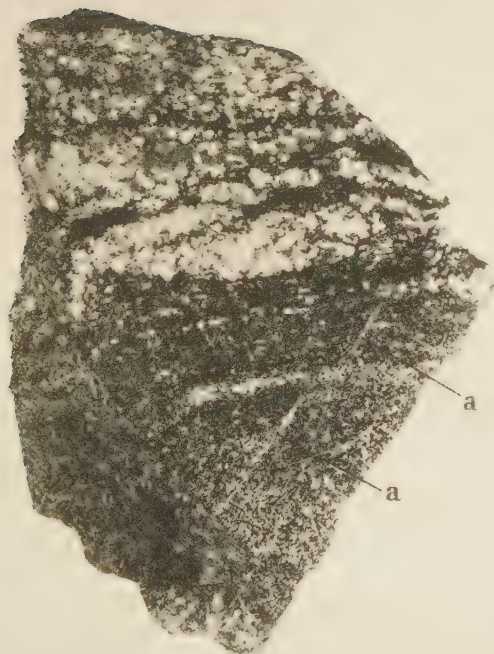
— Vallon du Ponset vers 2 050 mètres (Haute Madone de Fenestre).

Longueur du marteau : 0,35 mètre.



Cliché F. M.

Fig. 1



Clichés Leriche

Fig. 2



Fig. 3

PLANCHE VII

LE COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE. — MIGMATITES DE FENESTRE

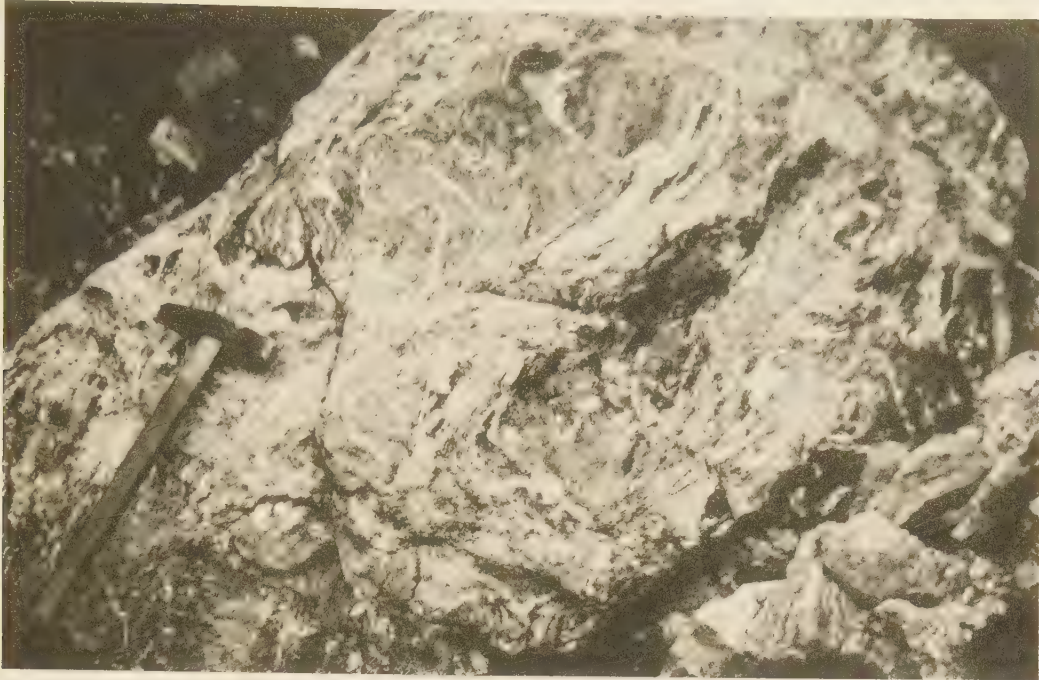
PLANCHE VII

LE COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE. — MIGMATITES DE FENESTRE

FIGURE 1. — Faciès de transition aux anatexites : type contourné. La « roche-trame » ne forme plus que des flots.
— Combe de la Cougourde (Haut-Boréon).

FIGURE 2. — En bas : gneiss plagioclasique à grain fin, à biotite avec lit leucocrate. L'un et l'autre dépourvus de feldspath potassique.
En haut : développement pegmatitique avec apparition de l'anorthose.
— Épaulement sud du Clapier.

FIGURE 3. — Migmatites plissotées montrant l'enrichissement des charnières en matériel leucocrate.
— Combe de la Cougourde (Haut-Boréon).



Cliché F.M.

Fig. 1



Clichés Leriche

Fig. 2



Fig. 3

PLANCHE VIII

LE COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE. — MIGMATITES DE FENESTRE

PLANCHE VIII

LE COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE. — MIGMATITES DE FENESTRE

FIGURE 1. — Anatexites plissotées.

— Rive est du lac Long (Haute Gordolasque).

FIGURE 2. — Anatexites à plissements méandriformes.

— Combe de la Cougourde (Haut-Boréon).



Fig. 1



Clichés F.M.

Fig. 2

PLANCHE IX

LE COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE. — MIGMATITES DE FENESTRE

PLANCHE IX

LE COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE. — MIGMATITES DE FENESTRE

FIGURE 1. — Anatexites à cordiérite.

— Contrefort sud du Gelas vers 2 750 mètres (Haute Madone de Fenestre).

FIGURE 2. — Anatexites.

La « roche-trame » n'est plus représentée que par les lits micacés disjoints.

— Caire de l'Agnel (Haut-Boréon).

FIGURE 3. — Amphibolite migmatisée.

En sombre l'amphibolite.

a. Plagioclase.

b. Filonnet comportant presque essentiellement de l'anorthose.

c. Petit filon avec quartz abondant anorthose et plagioclase.

— Vallon de Bacias, Haute Madone de Fenestre.

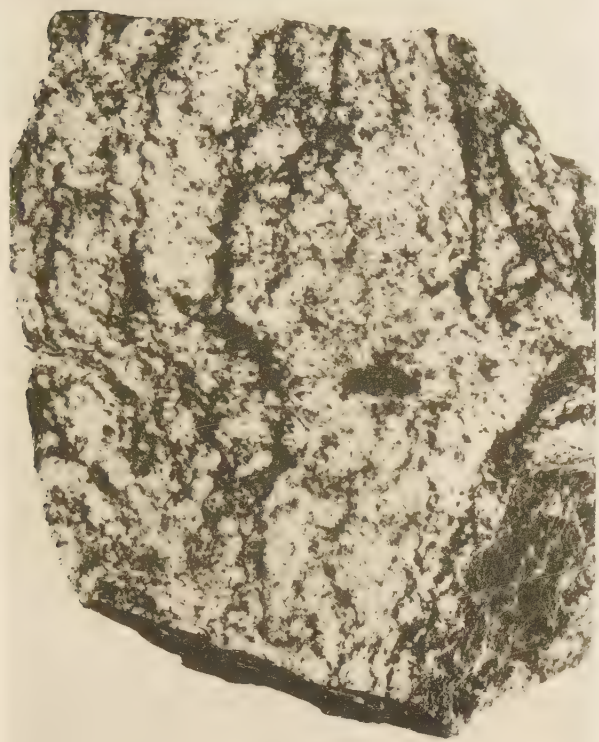


Fig. 1

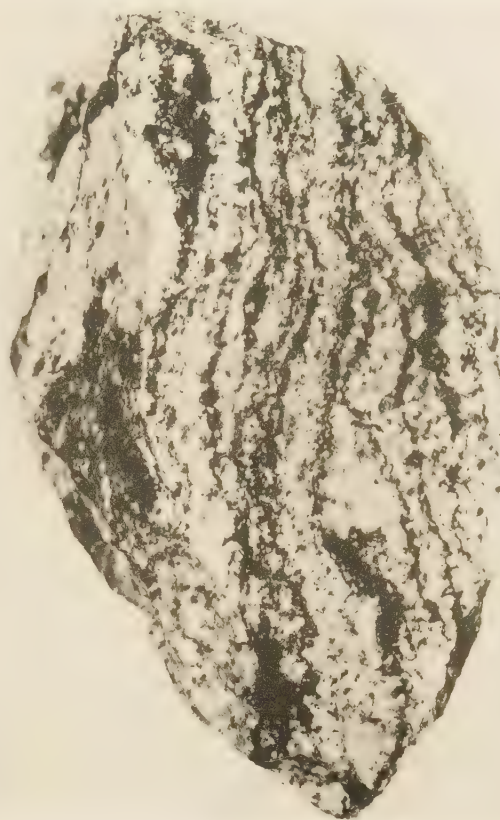


Fig. 2



Clichés Leriche

Fig. 3

PLANCHE X

LE COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE. — MIGMATITES DE FENESTRE

PLANCHE X

LE COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE. — MIGMATITES DE FENESTRE

FIGURE 1. — Gneiss lité à amphibole, migmatisé.

— Région du Haut-Boréon.

FIGURE 2. — Amphibolite migmatisée.

— Vallon de Bacias (Haute Madone de Fenestre).

Le piolet (0,90 m), à gauche, donne l'échelle.

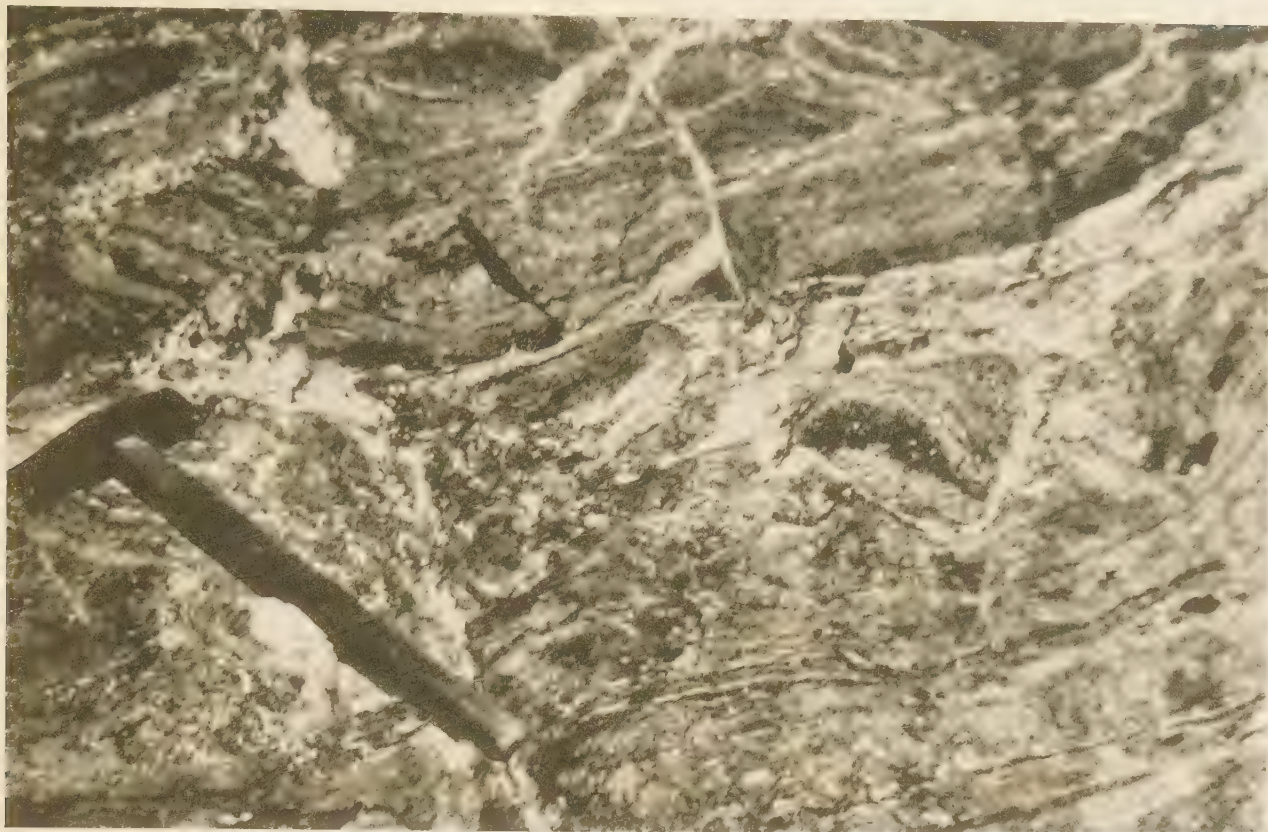


Fig. 1



Clichés F.M.

Fig. 2

PLANCHE XI

LE COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE
/ GRANITE À ENCLAVES DE LA VALMASQUE

PLANCHE XI

LE COMPLEXE CHASTILLON-VALMASQUE. — GRANITE À ENCLAVES DE LA VALMASQUE

FIGURE 1. — Faciès agmatique. Zone 4 à enclaves mélanocrates généralement anguleuses.

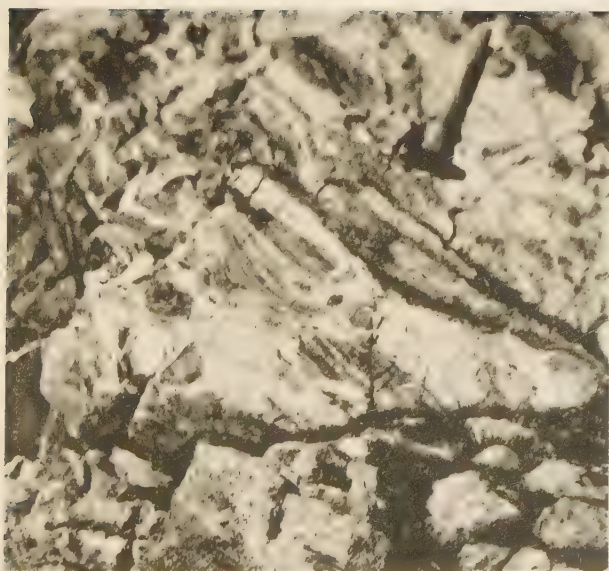
— 20 mètres revers est du col de la Fous.

FIGURES 2 et 3. — Faciès agmatique. Zone 3 à lambeaux d'amphibolite.

— 50 mètres revers est du col de la Fous.



Fig. 1



Clichés F.M.

Fig. 2

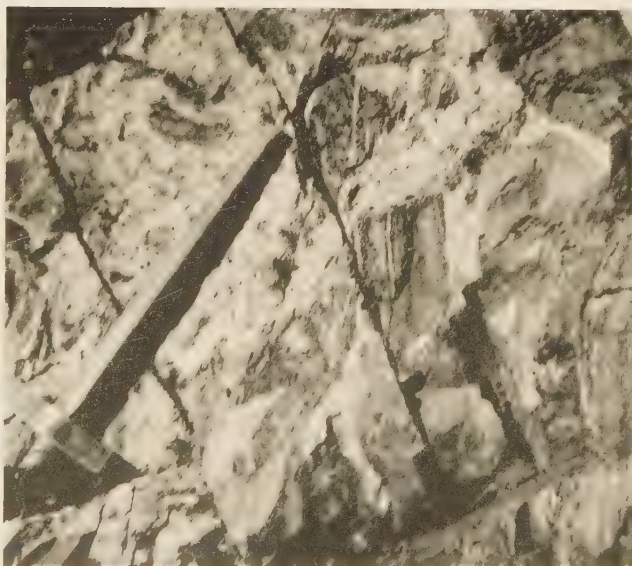


Fig. 3

PLANCHE XII

VUE D'ENSEMBLE DE LA RÉGION DU MALINVERN
CIRQUE DE TERRA RUBBIA

PLANCHE XII

VUE D'ENSEMBLE DE LA RÉGION DU MALINVERN
CIRQUE DE TERRA RUBBIA



Cliche F. M.

PLANCHE XIII

LE COMPLEXE MALINVERN-ARGENTERA. — ANATEXITES DU MALINVERN

PLANCHE XIII

LE COMPLEXE MALINVERN-ARGENTERA. — ANATEXITES DU MALINVERN

FIGURE 1. — *a.* et *b.* Gneiss rubané à plagioclase.
 c. Veine leucocrate à microcline.
 d. Veine diffuse pegmatitique à microcline.
— Ouest Passo del Lupo.

FIGURE 2. — *a.* Gneiss rubané à plagioclase.
 b. Gneiss rubané à microcline.
 c. Pegmatite à microcline.
— Roches polies du pied ouest du Malinvern.



Fig. 1



Clichés F.M.

Fig. 2

PLANCHE XIV

LE COMPLEXE MALINVERN-ARGENTERA. — ANATEXITES DU MALINVERN
ROCHES POLIES DU PIED OUEST DU MALINVERN

PLANCHE XIV

LE COMPLEXE MALINVERN-ARGENTERA. — ANATEXITES DU MALINVERN ROCHES POLIES DU PIED OUEST DU MALINVERN

FIGURE 1. — *a.* Gneiss rubané à microcline.
b. Pegmatite.
Le reste de la roche : anatexite du Malinvern.

FIGURE 2. — *a.* Gneiss rubané à plagioclase.
b. Lit à microcline.
c. Pegmatite.
d. Matériel granitique.
e. Biotitite.



Fig. 1



Clichés F.M

Fig. 2

PLANCHE XV

LE COMPLEXE MALINVERN-ARGENTERA. — ANATEXITES DU MALINVERN

PLANCHE XV

LE COMPLEXE MALINVERN-ARGENTERA. — ANATEXITES DU MALINVERN

FIGURE 1. — Migmatites de la région de la Bassa dell'Druos.
— Éboulis provenant du versant sud de la cime 2 701.

FIGURE 2. — Migmatites du col de la Lombarde.
a. Pegmatite à microcline.
— Est col de la Lombarde, vers 985,2/222,5.

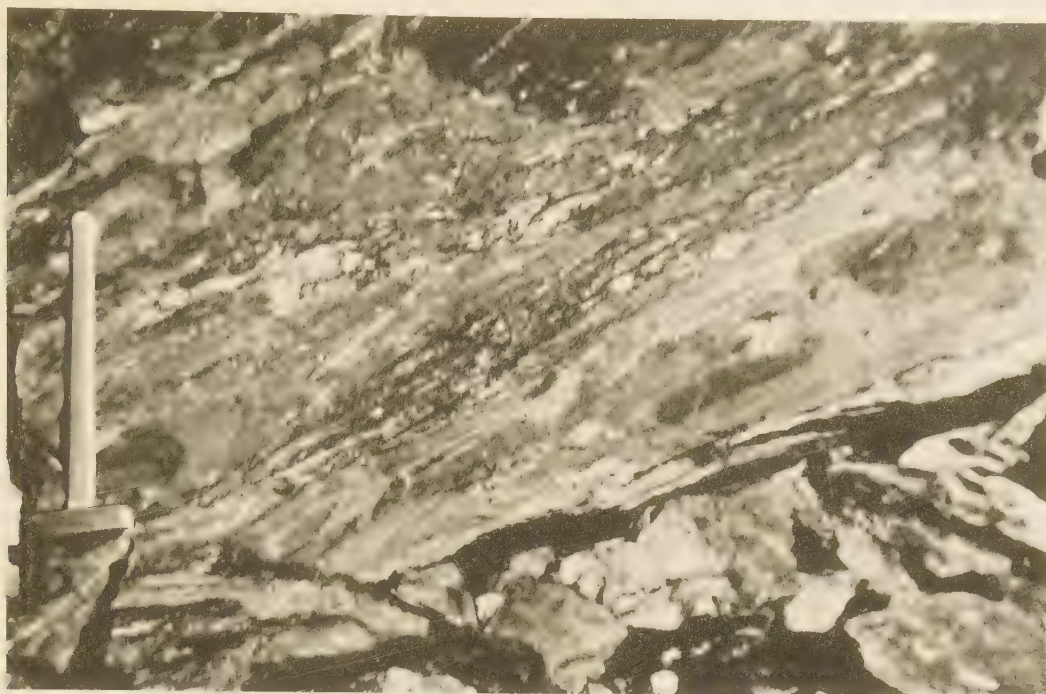
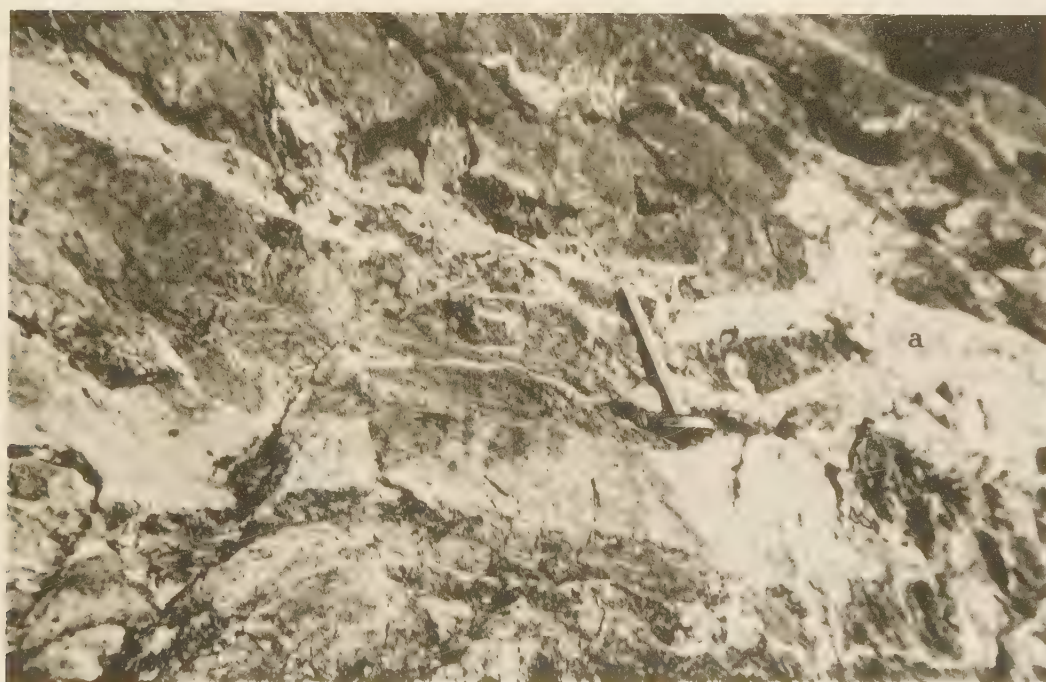


Fig. 1



Clichés F.M.

Fig. 2

PLANCHE XVI

LE COMPLEXE MALINVERN-ARGENTERA

PLANCHE XVI

LE COMPLEXE MALINVERN-ARGENTERA

FIGURE 1. — Filon de granite accompagné de biotitite.

a. Filon.

b. Biotitite.

— Est col de la Lombarde, 984,8/222,5.

FIGURE 2. — Contact entre les anatexites du Malinvern et une biotitite.

a. Plagioclase.

b. Biotitite.

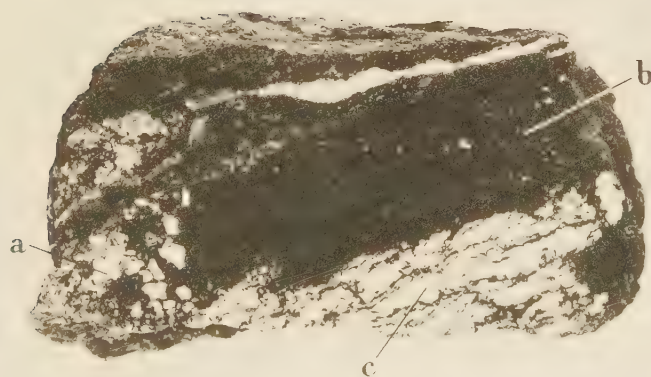
c. Anatexites leucocrates à microcline.

— Sud Cima di Vermeil.



Cliché F.M.

Fig. 1



Cliché Leriche

Fig. 2

PLANCHE XVII

LE COMPLEXE MALINVERN-ARGENTERA

PLANCHE XVII

LE COMPLEXE MALINVERN-ARGENTERA

FIGURE 1. — Contact du granite de l'Argentera avec les anatexites du Malinvern, type de la Bassa dell' Druos.

a. Migmatites riches en mica.

b. Granite.

— Est lac de Terra Rubbia, 987,7/221,5.

FIGURE 2. — Contact du granite de l'Argentera avec les anatexites du Malinvern. Le granite s'insère entre les feuillets de la migmatite.

— Est lac de Terra Rubbia, 987,5/221,4.

FIGURE 3. — Contact du granite de l'Argentera avec les migmatites des Adus.

— Serra des Adus piccolo, 992,7/214,3.

FIGURE 4. — Contact du granite de l'Argentera.

a. Granite normal.

b. Faciès de bordure, granite à grain fin.

c. Zones chargées en biotite empruntée à la roche encaissante.

— Zone d'arrachement E.N.E. cairn Nicolau. Vallon de Saleses, 994,2/214,1.



Fig. 1

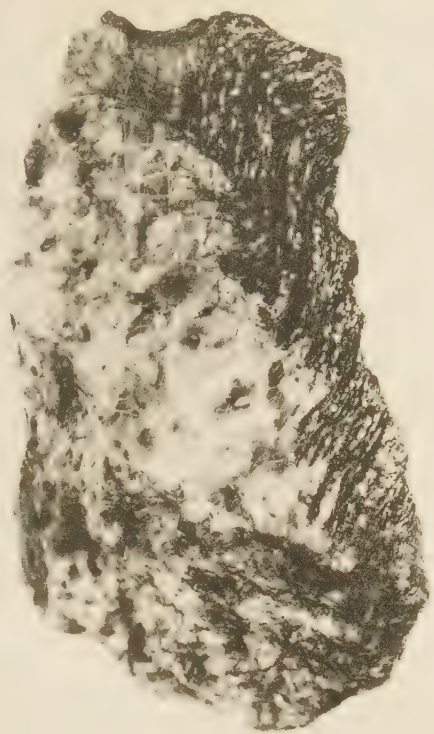


Fig. 2



Clivage Lenticle

Fig. 3

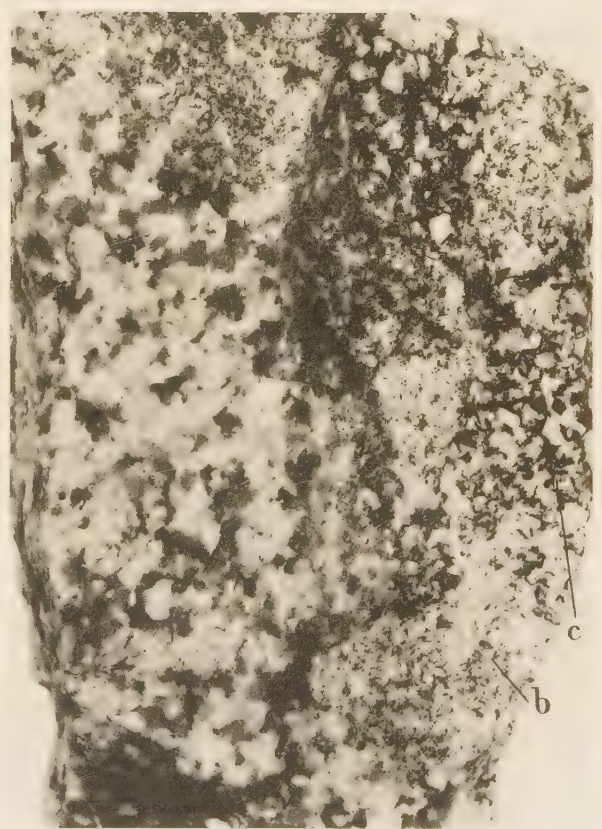


Fig. 4

PLANCHE XVIII

FILONS DE LAMPROPHYRES

PLANCHE XVIII

FILONS DE LAMPROPHYRE (SPESSARTITE)

— Épaulement sud du Caire de l'Agnel (Haut-Boréon).

Le piolet (0,90 m) est souligné.



Cliché F.M.

PLANCHE XIX

VUE AÉRIENNE DE LA RÉGION DU HAUT-BORÉON

PLANCHE XIX

VUE AÉRIENNE DE LA RÉGION DU HAUT-BORÉON

Testa della Rovina et lacs Besson.

a. Filon mélanocrate.

b. Zone d'écrasement des lacs Besson.



DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté :

Les lacunes dans les séries sédimentaires marines

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 16 avril 1953

Pr le Doyen de la Faculté des Sciences,

L'Assesseur,

R. LÉVY

VU

ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

JEAN SARRAILH



